

# GIS-gestützte Beckenanalyse am Beispiel des Französischen Jura gebirges



Christian Strobl  
2007



1. Gutachter: Prof. Dr. Bernd Lammerer
2. Gutachter: Prof. Dr. Wladyslaw Altermann

Tag der mündlichen Prüfung: 22.02.2007



# **GIS-gestützte Beckenanalyse am Beispiel des Französischen Jura gebirges**

Dissertation

zur Erlangung des akademischen Grades  
eines Doktors der Naturwissenschaften  
an der  
Fakultät für Geowissenschaften  
der  
Ludwigs-Maximilians-Universität München

vorgelegt von

**Christian Strobl**

**München 2007**



## Σχάυ μα μοι.

(Φρανζ Βεχκενβαυερ, αν δερ ωενδε ζυμ δριττεν ιαηρταυσενδ)

### Vorwort

Die vorliegende Arbeit entstand am Departement für Geo- und Umweltwissenschaften der Ludwigs-Maximilians-Universität München auf Anregung von Prof. Bernd Lammerer, dem ich an dieser Stelle für die wissenschaftliche Unterstützung, die unkomplizierte Zusammenarbeit und die freundschaftliche Hilfe in vielfacher Hinsicht herzlichst danken möchte.

Darüber hinaus gilt mein Dank allen, die mir bei Fertigstellung dieser Arbeit geholfen haben. Insbesondere möchte ich mich bedanken bei:

Der Studienstiftung des Deutschen Volkes für die finanzielle Unterstützung dieser Arbeit.

Der Firma Petroconsultants SA in Genf für die Bereitstellung der GEOREX-Microfiches und den Daten aus der hauseigenen Bohrlochdatenbank.

Der Familie Drevermann für die freundliche Aufnahme bei unseren Genfer Aufenthalten.

Der DHYCA (Direction des Hydrocarbures) in Paris für die Bereitstellung der Bohrproben.

Der BGR (Bundesanstalt für Geologie und Rohstoffe), insbesondere K. Kuckelkorn, J. Koch und H. Wehner, für die Hilfe bei der Durchführung der geochemischen Untersuchungen.

Prof. Valerian Bachtadse für die Rekonstruktion der paläogeographischen Breitenlagen.

Beate Sommer und Heide Felske für jahrelange literarische und kartographische Hilfe.

Des weiteren bei meinen Freunden und Kollegen, v.a. Oliver Krieger, Martin Drevermann und Peter Blume, die unterschiedlich lange das gleiche Schicksal mit mir ertrugen. Brigitte Thümmeler unter anderem für die digitale Erfassung der Bohrlochdaten und Gabi Magel unter anderem für die Hilfe bei geochemischen Fragestellungen. Kai Zoßeder, der mir sowohl bei der Probenaufbereitung als auch als Modellierungsexperte wertvollen Beistand leistete. Ute Mayer, die mich ermunterte die Arbeit wieder aufzunehmen, und Stekki Grundner, die mir als Sicherheit schon eine Doktorurkunde, natürlich geweiht, aus Bolivien mitbrachte. Der Familie Weber-Jobe, Liesi, Gotti, Natalia und Marlene, für die Aufnahme im Weichter Refugium, wo beträchtliche Teile der textuellen Endfassung entstanden, auch noch nachdem ich öfters zum Essen gerufen worden war.

Meinen Eltern, insbesondere meiner Mutter, ohne die ich gar nicht soweit gekommen wäre, eine Promotion überhaupt zu beginnen.

Meiner geliebten Birgit, für ihr Verständnis und ihre Hilfe beim Schlusspurt, der sich dann doch noch zu einem Halbmarathon auswuchs.





## **Zusammenfassung**

**Das Untersuchungsgebiet liegt an der französisch-schweizerischen Grenze. Es erstreckt sich in Nord-Süd-Richtung von 45°45'N nach 47°30'N und in Ost-West-Richtung von 5°30'E nach 7°00'E. Dabei umfasst es das Französische Jura Gebirge sowie Teile der angrenzenden Molasse, der Subalpinen Ketten sowie der Französischen Voralpen.**

**Grundlage für die Beckenanalyse war die detaillierte Auswertung von 89 Erdöltiefbohrungen und die geochemische Untersuchungen von Bohrlochproben potentieller Erdölmuttergesteine. Die Ergebnisse aus den Bohrlochprotokollen und den geochemischen Untersuchungen wurden in eine Bohrlochdatenbank aufgenommen. Zusätzlich wurden Literaturdaten zur geologischen Geschichte, paläogeographische Karten, Wärmeflusskarten und Bohrlochmessungen verwendet. Die Organisation dieser sehr vielfältigen und heterogenen Datenbasis erfolgte in einem paläogeographischen Informationssystem. Erst die Verwendung dieses PaläoGIS ermöglichte die detaillierte und über das gesamte Untersuchungsgebiet einheitliche Rekonstruktion der geologischen Ereignisse, die die Grundlage für die Modellierung der Subsidenz und der thermischen Geschichte bildete. Das PaläoGIS enthält somit alle Daten des konzeptionellen Modells für die Durchführung der Beckenanalyse.**

**In einem weiteren Schritt wurden Bohrlochkorrelationen (chronostratigraphische und lithofazielle Profile) erstellt. Diese vermitteln ein Bild der für die vorliegende Arbeit relevanten Gesteinseinheiten zur Zeit der Ablagerung und heute.**

**Im Anschluss daran erfolgte eine Rekonstruktion der Subsidenzgeschichte. Das konzeptionelle Modell für die Subsidenzanalyse setzt sich in erster Linie aus der Lithostratigraphie und der Chronostratigraphie der zu untersuchenden Einheiten zusammen. Da die Auswertung der Bohrlochprotokolle zum großen Teil nur lithostratigraphische Informationen ergab, mussten in einem zweiten Schritt diese lokalen lithostratigraphischen Einheiten in ein global gültiges, chronostratigraphisches Zeitgerüst eingeordnet werden. Daneben bilden eustatische Meeresspiegelschwankungen, paläobathymetrische Daten sowie Dichte und Porosität der beteiligten Gesteine wichtige Bestandteile des konzeptionellen Modells. Wichtigstes Ergebnis der Subsidenzanalyse sind die Subsidenzkurven, die den rein tektonischen Anteil der Subsidenz darstellen. Dieser tektonische Anteil der Subsidenz wird durch Korrektur der Gesamtsubsidenz um den Einfluss der sedimentären Subsidenz gewonnen, wobei Kompaktion, eustatischen Meeresspiegelschwankungen und Paläobathymetrie berücksichtigt werden (Backstripping-Verfahren).**

**Diese Subsidenzkurven stellen wiederum den wichtigsten Eingangsparameter für die Modellierung der thermischen Geschichte dar. Weitere wichtige Parameter für die numerische Modellierung der thermischen Geschichte sind der Wärmefluss an der Erdoberfläche und an der Basis der Lithosphäre, Paläo-Oberflächentemperaturen sowie Wärmeleitfähigkeit und spezi-**

fische Wärmekapazität der beteiligten geologischen Einheiten. Ergebnis der thermischen Modellierung ist u.a. die Maturität bestimmter Zielhorizonte. Die Kalibrierung des thermischen Modells erfolgt indirekt über im Labor ermittelte, geochemische Maturitätsparameter (Werte der Vitrinit-Reflexion,  $T_{\max}$ -Parameter).

Porosität und Permeabilität, die wichtigsten Eigenschaften eines Speichergesteins, wurden für den Horizont des Buntsandsteins aus geophysikalischen Bohrlochmessungen berechnet. Die Permeabilität wurde hierbei mit Hilfe des Tongehalts abgeschätzt.

Die flächenhafte Interpolation der zunächst punktuell vorliegenden Ergebnisse aus Geochemie, Subsidenzanalyse und thermischer Modellierung erfolgte mit Hilfe geostatistischer Verfahren (Variogramm-Analyse, Kriging, Kreuzvalidierung).

Auf Basis all dieser oben aufgeführten Untersuchungsergebnisse wurde ein Modell für die Genese von Kohlenwasserstoffen im Arbeitsgebiet erstellt. Neben reifen Muttergesteinen (Permokarbon), einem wirtschaftlichen Speichergestein (Buntsandstein) und vorhandenem Deckgestein (Muschelkalk) existieren auch Fallenstrukturen (permokarbonischer Blockschollenbau, synsedimentäre Abschiebungen der Trias und des Lias), deren Bildung dem Beginn der Migration vorausgeht. Somit sind alle theoretischen Voraussetzungen für die Existenz von Kohlenwasserstofflagerstätten gegeben. Offen bleibt die Frage, wo permokarbonische Muttergesteine von genügender Mächtigkeit tatsächlich abgelagert wurden sowie die genaue Lage der Fallenstrukturen. Dies bleibt als Aufgabe für weitere Explorationstätigkeiten, die am aussichtsreichsten in den Gebieten erscheinen, in denen permische Gräben lokalisiert sind.

# Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung.....	1
1.1	Ziel der Arbeit .....	1
1.2	Datengrundlage .....	3
1.3	Geographische Lage des Arbeitsgebietes .....	3
1.4	Stand der Forschung .....	4
1.5	Anmerkungen .....	5
2	Theorie der Beckenanalyse.....	7
2.1	Gliederung von Sedimentbecken.....	7
2.2	Prozess der Beckenanalyse .....	7
2.3	Subsidenzgeschichte .....	10
2.4	Thermische Geschichte.....	15
2.5	Zusammenfassung .....	18
3	Geologischer Rahmen .....	21
3.1	Geologische Geschichte und Stratigraphie .....	21
3.1.1	Geologische Entwicklung des Französischen Juragebirges .....	21
3.1.2	Geologische Entwicklung der Molasse und der Subalpinen Ketten.....	31
3.2	Tektonischer Überblick.....	31
	Zusammenfassung.....	36
4	Aufbau der Datenbasis .....	39
4.1	Ausgangsdatenbestand.....	39
4.2	Erfassung der Primärdaten .....	40
4.3	Erfassung der Sekundärdaten.....	42
4.4	Integration von Primär- und Sekundärdaten in einem GIS.....	42
4.5	Zusammenfassung .....	45
5	Organische Geochemie.....	47
5.1	Organischer Kohlenstoff TOC .....	48
5.2	Rock Eval-Pyrolyse .....	50
5.3	Vitrinit-Reflexion .....	59
5.4	Zusammenfassung .....	61
6	Bohrlochkorrelationen.....	63
6.1	Bohrlochkorrelation A-B: Oiselay 1 - Chatelblanc 1 .....	63
6.2	Bohrlochkorrelation C-D: Montbouton 1 - Moutherot 1 .....	67
6.3	Bohrlochkorrelation B-F: Chatelblanc 1 - Briod 103.....	67
6.4	Bohrlochkorrelation E-G: Laveron 1 - La Chandeliere 1D .....	72
6.5	Bohrlochkorrelation H-I: Brizon1 - Poisoux 1.....	72
6.6	Zusammenfassung: .....	76

7	Subsidenzgeschichte.....	77
7.1	Konzeptionelles Modell.....	77
7.1.1	Lithostratigraphie.....	77
7.1.2	Chronostratigraphie.....	78
7.1.3	Eustatische Meeresspiegelschwankungen.....	80
7.1.4	Paläobathymetrie .....	81
7.1.5	Dichte und Porosität.....	81
7.1.6	Kompaktionsfaktor und Exponentialfaktor.....	82
7.2	Subsidenzanalyse.....	83
7.2.1	Rekonstruktion der stratigraphischen Entwicklung.....	83
7.2.2	Dekompaktion .....	90
7.2.3	Paläobathymetrie .....	91
7.2.4	Eustatische Meeresspiegelschwankungen.....	92
7.2.5	Subsidenzkurve.....	92
7.3	Ergebnisse und Diskussion .....	94
7.3.1	Regionale Verteilung der tektonischen Subsidenzraten.....	95
7.3.2	Interpretation der Subsidenzkurven .....	102
7.3.3	Subsidenzzyklen .....	105
7.4	Zusammenfassung .....	106
8	Thermische Geschichte .....	109
8.1	Konzeptionelles Modell.....	109
8.1.1	Wärmefluss an der Oberfläche .....	109
8.1.2	Radioaktive Wärmeproduktion in der Oberkruste.....	110
8.1.3	Wärmefluss aus der Lithosphäre .....	111
8.1.4	Geothermischen Gradient.....	113
8.1.5	Bohrlochtemperaturen.....	113
8.1.6	Paläooberflächentemperaturen .....	113
8.1.7	Permeabilität.....	116
8.1.8	Wärmeleitfähigkeit und Wärmekapazität.....	116
8.2	Thermische Modellierung .....	116
8.2.1	Randbedingungen .....	117
8.2.2	Modellierung der Maturität .....	118
8.3	Sensitivitätsanalyse und Kalibrierung des Modells.....	121
8.4	Ergebnisse und Diskussion .....	125
8.4.1	Maturitätswerte .....	126
8.4.2	Inkohlungsgradienten.....	129
8.4.3	Geothermische Gradienten .....	129
8.4.4	Wärmeflusswerte .....	129
8.5	Zusammenfassung .....	131

9	Kohlenwasserstoff-Genese .....	133
9.1	Erdölmuttergesteine .....	133
9.2	Migration.....	136
9.3	Erdölspeichergesteine .....	139
9.4	Deckgesteine .....	144
9.5	Erdölfallen.....	144
9.6	Zusammenfassung .....	146
10	Zusammenfassung der Ergebnisse und Bewertung.....	147
11	Literaturverzeichnis .....	155



# 1 Einleitung

## 1.1 Ziel der Arbeit

Ziel der Arbeit ist eine Beckenanalyse des Französischen Jura unter besonderer Berücksichtigung der Genese von Kohlenwasserstoffen. Der Zeitraum, der hierbei untersucht wurde, erstreckt sich von der Zeit des Perm bis heute.

Unter einer Beckenanalyse versteht man das umfassende Studium von Sedimentbecken als geodynamische Einheiten. Als solche enthalten sie in Form von Geometrie, tektonischer Entwicklung und Stratigraphie des Beckens wertvolle Hinweise auf die Prozesse, die in Millionen von Jahren auf der Erdoberfläche gewirkt haben.

Zusätzlich zu dieser klassischen, z.B. bei ALLEN und ALLEN (1993) beschriebenen Beckenanalyse wurden in dieser Arbeit zwei zusätzliche, wesentliche Arbeitsschritte durchgeführt. Zum einen wurde die gesamte Datenbasis in einem PaläoGIS organisiert. Dies ermöglichte über die gesamte Fläche des Arbeitsgebiets eine homogene Berücksichtigung aller zur Verfügung stehenden geologischen Faktoren. Zum anderen wurden die Ergebnisse der Modellierung mittels geostatistischer Methoden extrapoliert, so dass zum Abschluss wiederum eine flächenhafte Interpretation der Modellierungsergebnisse möglich war. Auf diese Weise konnte der Nachteil einer 1D-Modellierung sowohl beim Dateninput als auch bei der Darstellung und Interpretation der Ergebnisse ausgeglichen werden. Ein solches Verfahren bietet sich z.B. dann an, wenn nicht genügend bzw. nicht geeignete Daten für eine 2D- bzw. 3D-Modellierung zur Verfügung stehen oder wenn der Aufwand für

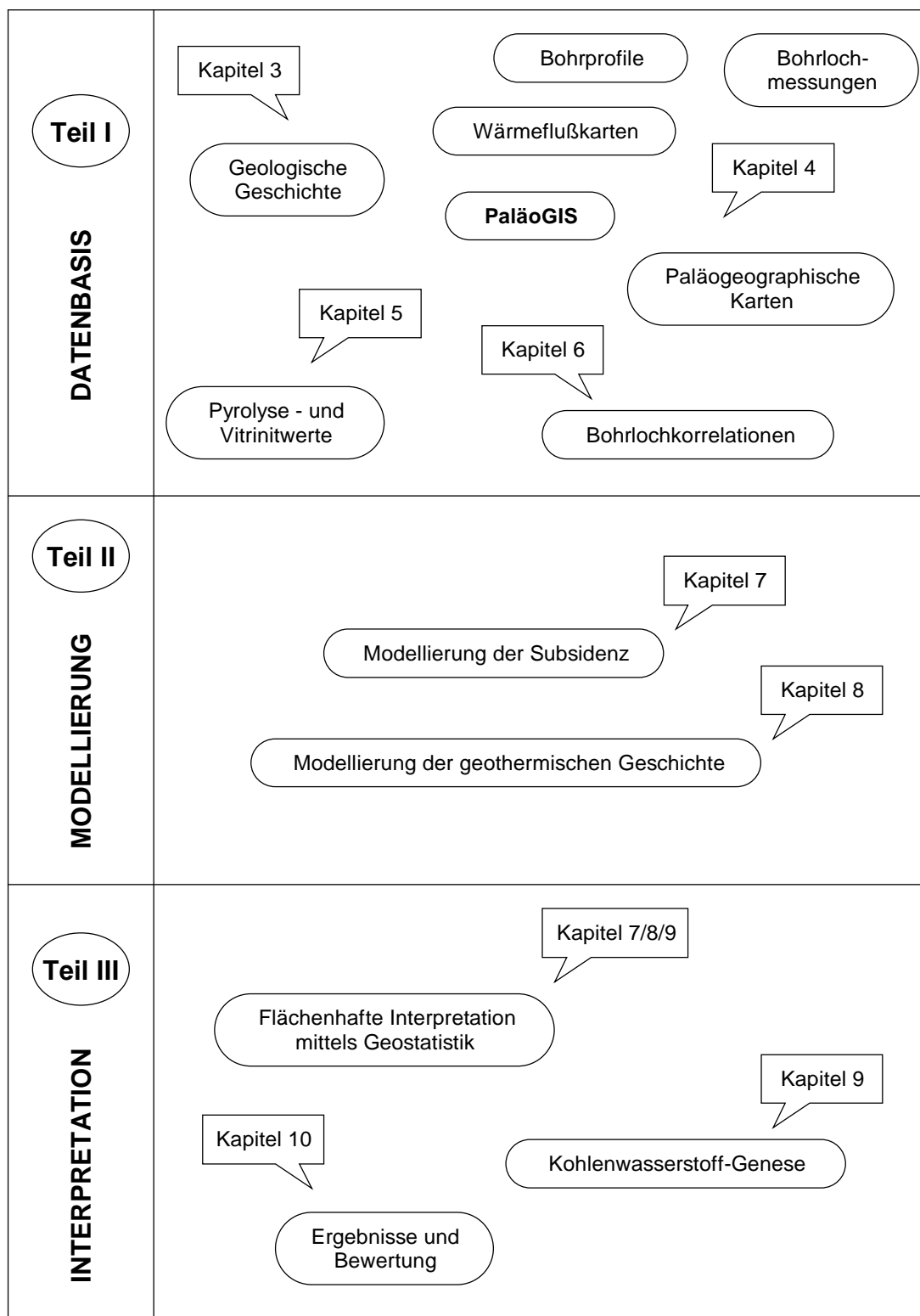
eine solche Modellierung zu groß ist. Zum Teil existieren auch für eine 2D- bzw. 3D-Modellierung noch keine geeigneten Methoden oder Computerprogramme. In dem Fall der vorliegenden Arbeit bedeutet dies, dass als Eingangsdaten weder 2D- bzw. 3D-Seismik zur Verfügung stand noch geeignete Software, die eine numerische Modellierung für den 2D- bzw. 3D-Fall ermöglicht hätten. In einem solchen Fall bietet der hier skizzierte Weg,

- Organisation der Datenbasis in einem GIS zur Berücksichtigung aller vorhandenen, ortsbezogenen Daten
- Durchführung der numerischen Modellierung für den 1D-Fall
- Flächenhafte Interpretation durch die Anwendung geostatistischer Methoden auf die 1D-Modellierungsergebnisse

eine kostengünstige und effiziente Alternative für die Durchführung einer 2D- bzw. 3D-Beckenanalyse.

Die Durchführung der Beckenanalyse in dieser Arbeit geschah in folgenden acht Einzelschritten (s.a. **Bild 1-1**):

- (1) Absteckung des geologischen Rahmens mit Hilfe der zugänglichen Literatur: Darstellung von Stratigraphie und Tektonik im Arbeitsgebiet (**Kapitel 3**).
- (2) Erstellung eines paläogeographischen Informationssystems (**PaläoGIS**) mit integrierter Bohrlochdatenbank, das alle Ergebnisse der Bohrlochprotokolle (Stratigraphie, Lithologie) und der Analytik enthält. Diese bilden die Basis für die numerische Modellierung der Subsidenz und der thermischen Geschichte (**Kapitel 4**).



**Bild 1-1:** Aufbau der Arbeit in die drei Hauptabschnitte Erstellung der Datenbasis, Durchführung der Modellierung und Interpretation der Ergebnisse. Voraussetzung für die Durchführung der Beckenanalyse war die Organisation aller Daten in einem paläogeographischen Informationssystem (PaläoGIS). Das PaläoGIS erst ermöglichte die Modellierung von Subsidenz und thermischer Geschichte unter Einbeziehung aller zur Verfügung stehenden geologischen Informationen.



- (3) Messung von organischen Kohlenstoff, Pyrolyse- und Vitrinitwerten an der Bundesanstalt für Geologie und Rohstoffe BGR. Diese bilden die Grundlage für die Kalibrierung des numerischen Modells (**Kapitel 5**).
- (4) Erstellung von Bohrlochkorrelationen: Chronostratigraphische Profile, Lithofaziesprofile (**Kapitel 6**)
- (5) Rekonstruktion und Modellierung der Subsidenzgeschichte (**Kapitel 7**).
- (6) Modellierung der geothermischen Geschichte. Kalibrierung und Validierung des Modells, Durchführung einer Sensitivitätsanalyse (**Kapitel 8**).
- (7) Flächenhafte Interpretation der punktbezogenen Modellierungsergebnisse durch Methoden aus dem Bereich der Geostatistik, v.a. Variogramm-Analyse und Kriging (**Anhang O, Kapitel 7/8/9**).
- (8) Synthese der erarbeiteten Ergebnisse zu einem Modell der Beckenentwicklung. Ausbau zu einem erdölgeologischen Modell, das imstande ist, die Genese von Kohlenwasserstofflagerstätten im Arbeitsgebiet zu erklären (**Kapitel 9**).

## 1.2 Datengrundlage

Als Datengrundlage dienten 77 GEOREX-Microfiches, die von der Firma Petroconsultants S.A., Genf zur Verfügung gestellt wurden. Qualität und Inhalt dieser Microfiches variieren beträchtlich, v.a. hinsichtlich der durchgeführten Bohrlochmessungen. Die Microfiches beinhalten in der Regel neben einer detaillierten Stratigraphie und Lithologie

auch die Aufzeichnung geophysikalischer Bohrlochmessungen (Neutron-Log, Sonic-Log, Density-Log, Gamma-Ray-Log,...).

Weitere Bohrungen konnten zum Teil aus der Datenbank von Petroconsultants S.A, zum Teil aus der Fachliteratur ergänzt werden, so dass insgesamt Informationen aus 89 Bohrungen zur Verfügung standen. Diese Aufzeichnungen enthalten allerdings nur die Tiefenangaben für die einzelnen stratigraphischen Horizonte, nähere Angaben zur Lithologie sowie die Aufzeichnung geophysikalischer Bohrlochmessungen fehlen hier. Ein Bohrlochverzeichnis findet sich im Anhang A.

Die zur Maturitätsbestimmung notwendigen Gesteinsproben wurden aus dem Kernlager der DHYCA<sup>1</sup> (Paris) beschafft und liegen z.g.T. als Cuttings<sup>2</sup> vor. Nur wenige Proben stammen aus Bohrkernen.

Da nur wenige seismischen Profile zur Verfügung standen, wurde der strukturelle Bau vorwiegend aus Literaturprofilen bzw. durch Bohrlochkorrelationen erschlossen.

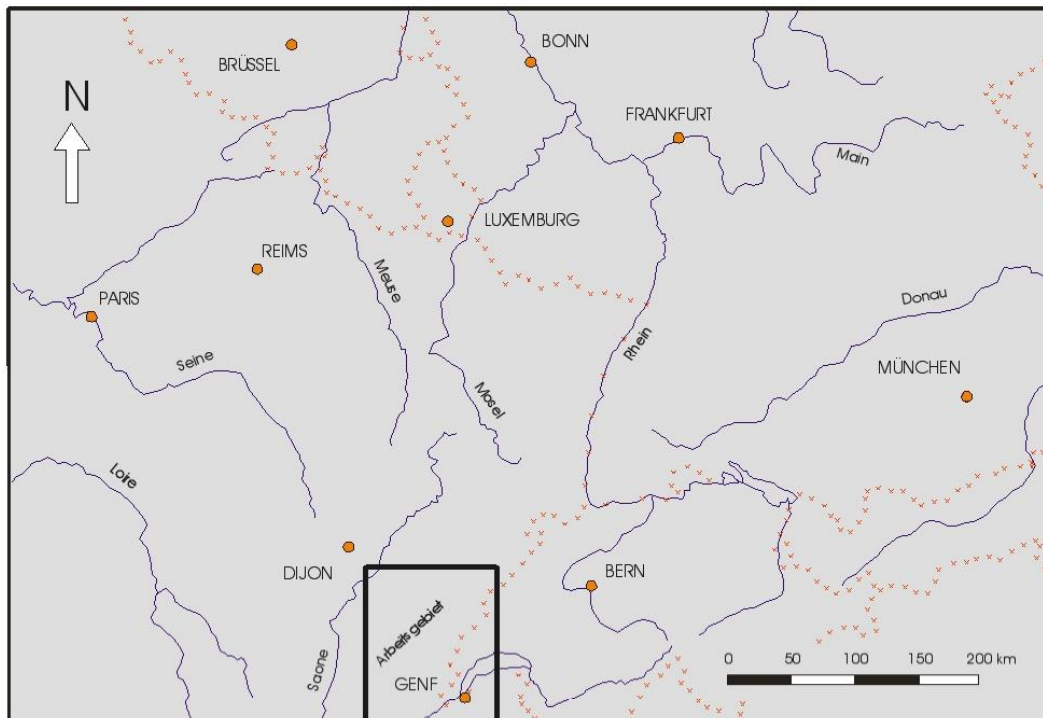
## 1.3 Geographische Lage des Arbeitsgebietes

Das Arbeitsgebiet befindet sich in Ostfrankreich an der Grenze zur Schweiz. Es erstreckt von **45°45'N** im Süden nach **47°30'N** im Norden sowie von **5°30'E** im Westen nach **7°00'E** im Osten. Die Gesamtfläche, die Rahmen dieser Arbeit untersucht wurde, beträgt ca. **18.000 km<sup>2</sup>** (s.a. **Bild 1-2**).

---

<sup>1</sup> Direction des Hydrocarbures

<sup>2</sup> Als Cuttings wird in der Erdölindustrie das Bohrklein bezeichnet, das durch die im Bohrloch zirkulierende Spülung nach oben transportiert wird. Berücksichtigt man die Geschwindigkeit des Bohrvortriebes und der Zirkulation der Spülung ist eine relativ genaue Zuordnung der Cuttings zu ihrer ursprünglichen Tiefenlage möglich.



**Bild 1-2:** Geographische Lage des Arbeitsgebietes. Die dezentrale Lage des Arbeitsgebietes erklärt sich aus der Verwendung des paläogeographischen Atlas von Mittel- und Westeuropa (ZIEGLER, 1990) im weiteren Verlauf dieser Arbeit. Das Bild ist auch die geographische Grundlage für die paläogeographischen Karten, die in **Kapitel 3** dargestellt sind.

Im Westen wird das Gebiet von dem Bressegraben, im Nordwesten vom mesozoischen Vorland, im Norden von den Vogesen und im Nordosten vom Rheingraben begrenzt. Nach Süden vereinigt sich der Jurabogen mit den Subalpinen Ketten. Im Südosten geht der Französische Jura nahtlos in den Schweizer Jura über, weiter im Südosten stößt er direkt an die Schweizer Molasse.

#### 1.4 Stand der Forschung

Im Bereich der nördlichen Voralpen, zu denen neben dem Molassebecken auch der Franko-Helvetische Jura gezählt werden kann, existieren bereits eine Vielzahl von Arbeiten über die Temperatur-Geschichte, die sich z.T. mit dem Schweizer-

Französischen Helvetikum beschäftigen (FREY et al., 1973; TEICHMÜLLER und R., 1978; KÜBLER et al., 1979; FREY et al., 1980; KISCH, 1980; DECONINCK und DEBRABANT, 1985; APRAHAMIAN, 1988; CRUMIERE et al., 1988; KRUMM et al., 1988; MOSAR, 1988; GORIN und MONTEIL, 1990; KUCKELKORN et al., 1990; BUTLER, 1991; MOSS, 1992; PETSCHICK und FERREIRO MÄHLMANN, 1992), z.T. auch mit der Molasse (MONNIER, 1982; KEMPTER, 1987; WOLF und HAGEMANN, 1987; BRINK et al., 1992; KÄLIN et al., 1992; SCHEGG, 1992a; SCHEGG, 1992b; SCHEGG, 1993; u.a.).

Es besteht eine große Anzahl von Arbeiten über den Schweizer-Französischen Jura, die Stratigraphie, tektonischen Bau und Paläontologie zum Thema haben (z.B.

LAUBSCHER, 1961b; LAUBSCHER, 1961a; CHAUVE und AUBERT, 1975; LAUBSCHER, 1979; TRÜMPY, 1980; BOULLIER und BULLE, 1982; LAUBSCHER, 1986; MUGNIER und VIALON, 1986; BURKHARD, 1990; JORDAN et al., 1990; WILDI et al., 1991; u.v.a.)

Vergleichsweise wenige Untersuchungen beschäftigen sich mit Erdölgeologie (BITTERLI, 1972; SAMBETH und PAVONI, 1988; GUELLEC et al., 1990a; TRUFFERT et al., 1990; SIGNER, 1992). Auch zu Subsidenz (WILDI et al., 1989; LOUP, 1992) und Temperatur-Geschichte (KÜBLER et al., 1979; GORIN et al., 1989; BLANC et al., 1991) gibt es zum jetzigen Zeitpunkt nur eine sehr begrenzte Auswahl an Literatur. Eine den gesamten Französischen Jura umfassende Beckenanalyse ist noch nicht veröffentlicht.

### 1.5 Anmerkungen

- 1) Im nachfolgenden bezieht sich der Ausdruck „Kohlenwasserstoffe“ (KW) auf Erdöl und / oder Erdgas.
- 2) In dieser Arbeit wird als Abkürzung für die Vitrinit-Reflexion in der Regel das im deutschsprachigen Raum übliche %R<sub>r</sub> verwendet. Nur bei einigen Kapiteln im Anhang (z.B. **Anhang H**) wird aus Gründen der besseren Vergleichbarkeit mit der ursprünglichen angelsächsischen Literatur das im englischen Sprachraum gebräuchliche %R<sub>o</sub> gebraucht.
- 3) Aus Gründen der besseren Korrelierbarkeit mit Literatur und Bohrlochprotokollen wurde nicht die neueste Zeitskala nach GRADSTEIN et al., (2004) benutzt, sondern die etwas ältere nach GRADSTEIN und OGG (1996). Diese neueste Zeitskala, auch mit GTS 2004 bezeichnet, nimmt u.a. eine einschneidende Änderung in der Gliederung des Perms und der unteren Trias vor, also Zeiten die in dieser Arbeit von großer Bedeutung sind. Die Änderungen erschweren eine Korrelation mit älteren Daten nicht nur erheblich, sondern machen sie oft geradezu unmöglich. Dieses grundsätzliche Problem hat seinen Ursprung in der Tatsache, dass die Grenzen der alten und neuen Einheiten nicht in jedem Fall deckungsgleich sind. Somit existiert eine eindeutige Zuordnung zwischen älteren und neueren chronostratigraphischen Begriffen nicht in jedem Fall.
- 4) Ältere chronostratigraphische Begriffe, wie z.B. Tertiär, werden in dieser Arbeit gleichbedeutend neben den neueren Begriffen, wie z.B. Neogen, verwendet. Auch dies geschieht aus dem Grund einer besseren Vergleichbarkeit mit älteren Quellen
- 5) Die Begriffe „Buntsandstein“, „Muschelkalk“ und „Keuper“ werden als Germanische Trias bezeichnet. Während diese Begriffe früher, z.B. in den Bohrlochprotokollen, auch chronostratigraphisch verwendet wurden, werden sie heute rein lithostratigraphisch gebraucht. Auch in dieser Arbeit werden sie ausdrücklich im lithostratigraphischen Sinn benutzt. Zur ungefähren Verwendung dieser lithostratigraphischen Einheiten als chronostratigraphische Begriffe wurden sie mit diesen korreliert (s.a. **Anhang K**). In diesem Sinn wurde mit allen lithostratigraphischen Einheiten verfahren, die früher

auch chronostratigraphisch verwendet wurden, z.B. Clansayesen, Gargasien, Bédoulien, usw.

- 6) Die Begriffe der Erdölgeologie sind zum größten Teil in englischsprachigen Ländern, v.a. in den USA entstanden. Die verfügbare Fachliteratur ist zu über 90% in dieser Sprache verfasst. Die englischen Fachwörter sind, soweit möglich, ins Deutsche übersetzt worden, z.B. „well logging“ (=geophysikalische Bohrlochmessungen). Anders verhält es sich mit Wörtern, die normalerweise auch in der deutschen Fachliteratur unübersetzt bleiben, da sie im Deutschen keine Entsprechung haben. Das englische Wort „sonic log“ kann einerseits mit „Messung der Laufzeitdifferenzen von akustischen Wellen“, andererseits mit „Aufzeichnung der Messung der Laufzeitdifferenzen von akustischen Wellen“ übersetzt werden.

Solche Bandwurmausdrücke erschweren eher das Verständnis als, dass sie es erleichtern.

- 7) Französische Regionalbezeichnungen wurden nur dann übersetzt, wenn die entsprechenden Begriffe im Deutschen eingebürgert sind, z.B.: „Tafeljura“ (= „Jura tabulaire“). Ansonsten wurden die ursprünglichen französischen Wörter gebraucht und in Anführungsstriche gesetzt.
- 8) Nach jedem Kapitel der Arbeit erfolgt eine Zusammenfassung. Ziel dieser Zusammenfassungen ist es, eiligen Lesern das Querlesen der Arbeit zu erleichtern. Daraus ergibt sich zwangsläufig eine gewisse inhaltliche Redundanz. Sowohl das Lesen der gesamten Arbeit (ohne Kapitelzusammenfassungen) als auch nur das Lesen der Zusammenfassungen soll dem Interessierten das Verständnis der Arbeit ermöglichen.

## 2 Theorie der Beckenanalyse

### 2.1 Gliederung von Sedimentbecken

Sedimentbecken sind ganz allgemein alle Gebiete auf der Erde, in denen Sedimente bis zu einer beträchtlichen Mächtigkeit akkumulieren können und auch über geologische Zeiträume erhalten bleiben (EINSELE, 1992).

Sie lassen sich nach unterschiedlichen Gesichtspunkten in verschiedene Gruppen einteilen. Eine der meist praktizierten Einteilungen richtet sich nach der Lage von Sedimentbecken relativ zu plattentektonischen Grenzen (WATTS, 1992):

- Intrakratonische Becken
- Vorlandbecken
- Passive Kontinentalränder
- Tiefseegräben
- Back-Arc Becken
- Fore-Arc Becken
- Pull Apart Becken

Weitere mögliche Klassifikationen unterteilen Sedimentbecken nach dem herrschenden tektonischen Regime (KINGSTON et al., 1983a; KINGSTON et al., 1983b). In diesem Sinn entstehen Sedimentbecken

- durch Kompressionstektonik
- durch Extensionstektonik<sup>3</sup>

Aus dem Umfeld der Erdölindustrie stammen mehrere Klassifikationen, die Sedimentbecken nach ihrem Kohlenwasserstoffpotential einzuteilen versuchen. (HALBOUTY et al., 1970; FISCHER, 1975; KLEMME, 1980). Der Nachteil an diesen Industrie-basierten Klassifikationen ist in erster Linie ihre mangelnde

---

<sup>3</sup> Ein Sonderfall für Extensionsbecken sind sog. „Pull-Apart-Becken. Wie Riftbecken entstehen sie durch Krustendehnung, sind aber auf mindestens zwei Seiten von Blattverschiebungen begrenzt (s.a. STÜWE, 2000).

Systematik. Diese beruht auf dem Umstand, dass die Genese von Kohlenwasserstoffen von einer Vielzahl von Bildungsbedingungen abhängig ist, welche nicht zwangsläufig mit den Mechanismen korrelieren, die für die Bildung von Sedimentbecken entscheidend sind (ALLEN und ALLEN, 1993). Die daraus erwachsende Unübersichtlichkeit macht sie somit für eine systematische Betrachtung ungeeignet, wenngleich sie für kommerzielle Zwecke durchaus zweckvoll sind.

Eine sehr einfache, aber umso effektivere Einteilung richtet sich nach dem lithosphärischen Mechanismus (s.a. **Bild 2-1**), durch den sich Becken bilden. Nach ALLEN und ALLEN (1993) lassen sich folgende drei Mechanismen unterscheiden

- Thermische Absenkung
- Ausdünnung der Kruste / Lithosphäre
- Flexur der Lithosphäre durch Auflast

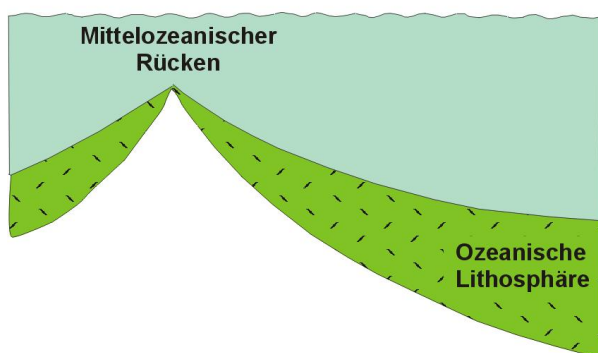
Im Rahmen dieser Arbeit wird im folgenden diese Mechanismus-basierte Klassifikation nach ALLEN und ALLEN (1993) verwendet.

### 2.2 Prozess der Beckenanalyse

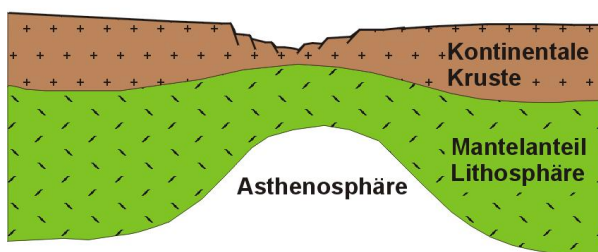
Die Entwicklung eines Sedimentbeckens wird durch die Summe aller geologischen, geophysikalischen und geochemischen Faktoren bestimmt, die während seiner gesamten geologischen Geschichte auf dasselbe einwirken (POELCHAU et al., 1997).

Für eine quantitative Modellierung der Beckenentwicklung braucht man ein detailliertes Wissen über die vielen Prozesse (Subsidenz, Sedimentation, Erosion, Hebung, Diagenese, Deformation, ...) und Bedingungen (Wärmefluss, Paläo-Oberflächentemperaturen, Ablagerungstiefe, ...) die während seiner Entstehung gewirkt bzw. geherrscht haben.

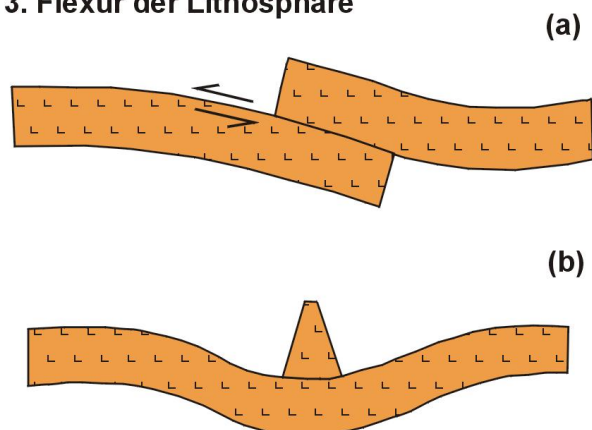
## 1. Thermische Absenkung



## 2. Krustenextension



## 3. Flexur der Lithosphäre



**Bild 2-1:** Man kann drei grundsätzliche Mechanismen unterscheiden, die zur Bildung von Sedimentbecken führen. Diese sind thermische Absenkung, z.B. am Ozeanboden (1), Extension der Kruste z.B. bei Rifting (2) und Flexur der Lithosphäre, z.B. bei Vorlandbecken (3a) oder bei Back Arc-Becken (3b). Bild nach ALLEN und ALLEN (1993).

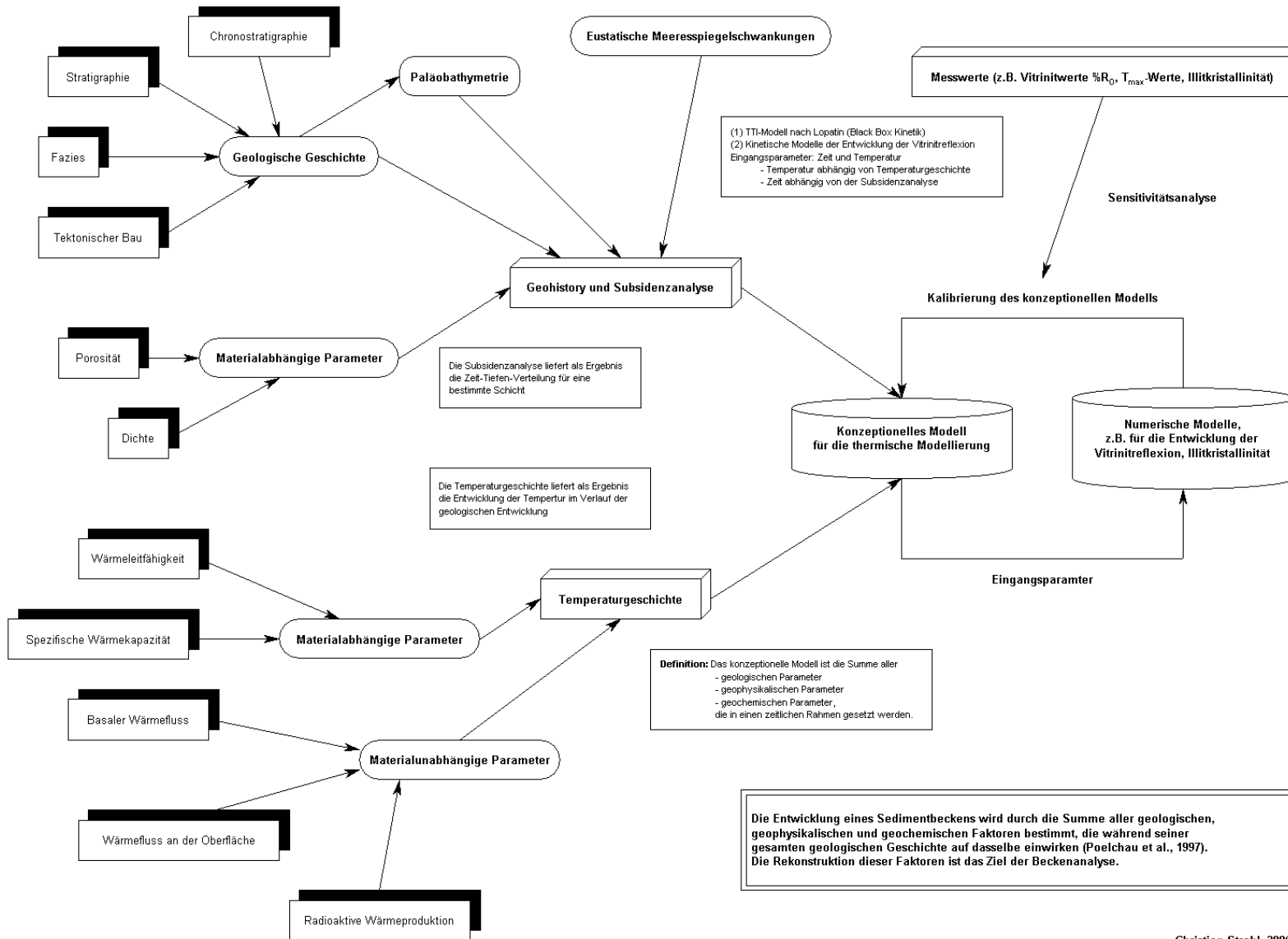
Die Kenntnisse über diese Prozesse lassen sich nur indirekt aus Daten ableiten, die darüber hinaus in den meisten Fällen für den Bearbeiter heute nur eingeschränkt zugänglich sind. Zu diesen Daten gehören insbesondere geologische Tiefbohrungen, seismische Profile, Daten aus der Fernerkundung und nicht zuletzt Aufschlüsse an der Erdoberfläche. Die direkte Auswertung dieser Daten und darüber hinausgehend die indirekte Auswertung dieser Daten in Form wissenschaftlicher Publikationen erlauben eine Rekonstruktion der Bedingungen und Prozesse, die zu dem heutigen Zustand geführt haben.

Im Zentrum der Untersuchungen stehen die Rekonstruktion der Subsidenzgeschichte und in diesem Zusammenhang v.a. die Durchführung der Dekompaktion der heute vorliegenden lithostratigraphischen Einheiten. Im Anschluss daran erfolgt die Trennung in tektonisch bedingte und in durch sedimentäre Auf-

last verursachte Subsidenz (s.a. **Kapitel 2.3**). Der zweite wesentliche Faktor bei der Beckenentwicklung ist die thermische Geschichte des Ablagerungsraumes (s.a. **Kapitel 2.4**), der von der zeitlichen Entwicklung des geothermischen Gradienten abhängt.

Die Vielzahl der unterschiedlichen Parameter, die in das Modell eingehen, werden in **Kapitel 6** detailliert diskutiert. Die Summe all dieser geologischen, geophysikalischen und geochemischen Parameter, die in die Subsidenzanalyse eingehen, bezeichnet man auch als das konzeptionelle Modell (s.a. **Bild 2-2**).

Es stellt somit eine kondensierte Beschreibung der geologischen Entwicklung eines Sedimentbeckens dar (WELTE und YALCIN, 1987). Grob lässt sich das konzeptionelle Modell in Parameter einteilen, die die Subsidenzgeschichte (**Kapitel 2.3**) beschreiben, und in Parameter, die die thermische Geschichte (**Kapitel 2.4**) beschreiben, gliedern.



**Bild 2-2:** Flussdiagramm für die Beckenanalyse, wie sie in dieser Arbeit durchgeführt wurde. Die Beckenanalyse setzt sich aus der Subsidenzanalyse und der thermischen Modellierung zusammen. Das Ergebnis der Subsidenzanalyse ist gleichzeitig Input für die thermische Modellierung und somit auch Bestandteil des konzeptionellen Modells der thermischen Modellierung. Die schattierten Boxen auf der linken Seite bezeichnen die unterschiedlichen Eingangsparameter für die Modellierung. Nähere Erläuterung zum Diagramm im Text sowie in **Kapitel 7** und **Kapitel 8**.

Christian Strobl, 2006

Eine weitere Einteilung dieser Parameter des konzeptionellen Modells ergibt sich nach POELCHAU et al. (1997) wie folgt:

- Synsedimentäre Modellparameter
- Postsedimentäre Modellparameter
- Thermische Modellparameter

Auf Basis dieses konzeptionellen Modells erfolgt die eigentliche Beckenmodellierung. Unter der Beckenmodellierung, wie sie in dieser Arbeit durchgeführt wird, wird in erster Linie die Simulation der thermischen Geschichte eines Sedimentbeckens<sup>4</sup> verstanden. Diese umfasst die Berechnung von Maturitätswerten (Vitrinitwerte, Pyrolysewerte) für eine gegebene Ablagerungsgeschichte und eine bestimmte Ausgangszusammensetzung der inkohlierten organischen Materie. Die Kalibrierung des Modells erfolgt iterativ mit Hilfe von an Bohrkernen und Cuttings gemessenen Pyrolyse- und Vitrinitwerten (**Kapitel 2.4**). Diese stellen analytisch bestimmte Endzustände der Maturitätsentwicklung im Arbeitsgebiet dar und sind somit die Eichgrößen für die bei der Modellierung berechneten Maturitätswerte.

Der Einfluss der unterschiedlichen Eingangsparameter auf die Modellierung lässt sich mit Hilfe einer Sensitivitätsanalyse näher einschränken (**Kapitel 6**). Diese spielt bei der Optimierung des konzeptionellen Modells eine entscheidende Rolle, da mit ihrer Hilfe der Einfluss der unterschiedlichen Modellparameter auf das Modellierungsergebnis abgeschätzt werden kann. Das Endergebnis dieser Feinabstimmung ist dann schließlich das Beckenmodell (basin model).

<sup>4</sup> Die Beckenmodellierung im Rahmen dieser Arbeit erfolgte mit dem kommerziellen Programm BasinMod ©.

### 2.3 Subsidenzgeschichte<sup>5</sup>

Die Mächtigkeit von stratigraphischen Einheiten, wie wir sie heute in Aufschlüssen, Bohrungen und Profilen vorfinden, sind das Ergebnis einer langen geologischen Entwicklung. Man kann sich die heutige Mächtigkeit als das Produkt von sich addierenden Kompaktionsereignissen im Anschluss an die eigentliche Sedimentation vorstellen (ALLEN und ALLEN, 1993).

Im Mittelpunkt einer quantitativen Subsidenzanalyse, deren Ziel die Ermittlung der tatsächlichen Subsidenzraten ist, muss somit primär die Dekompaktion der heute vorliegenden stratigraphischen Einheiten stehen. Unter Dekompaktion versteht man die Korrektur der heute vorliegenden, kompaktierten Mächtigkeiten um den Betrag des während der Absenkung (Diagenese) stattfindenden Verlustes an Porenraum. Das Ergebnis dieser Dekompaktion sind die tatsächlichen Mächtigkeiten z.Zt. der Ablagerung. Mit Hilfe dieser Mächtigkeiten und der zusätzlichen Kenntnis des Ablagerungszeitraums lassen sich schließlich die tatsächlichen Subsidenzraten berechnen.

Um die Dekompaktion für stratigraphische Einheiten durchführen zu können, muss der Verlauf der Porosität in Abhängigkeit von der Versenkungstiefe bekannt sein. Aus geophysikalischen Bohrlochmessungen lässt sich für normale Druckverhältnisse ein exponentieller Zusammenhang zwischen der Porosität  $\Phi$  und einer beliebigen Versenkungstiefe  $y$  ableiten (SCLATER und CHRISTIE, 1980):

$$\Phi = \Phi_0 \cdot e^{-c \cdot y} \quad \text{Gleichung 2-1}$$

Weiterhin sind  $\Phi_0$  die Porosität an der Oberfläche und  $c$  ein von der jeweiligen Lithologie

<sup>5</sup> Absenkungsgeschichte

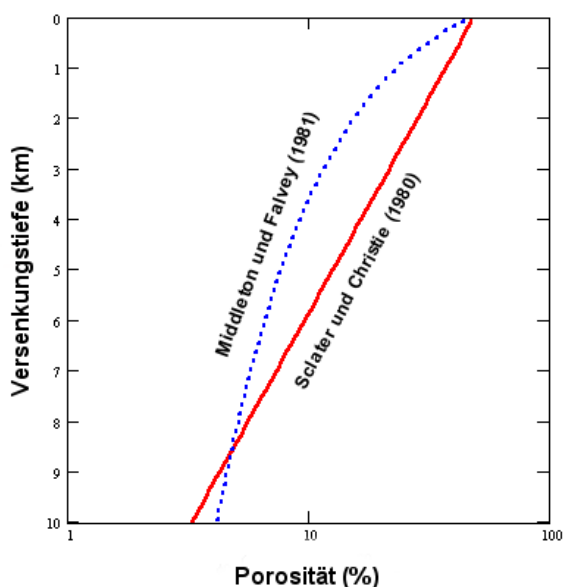


abhängiger Parameter<sup>6</sup>, der die exponentielle Abhängigkeit der Porosität von der Tiefe beschreibt (ALLEN und ALLEN, 1993).

Nach FALVEY und MIDDLETON (1981) ist die Abnahme der Porosität  $\Phi$  proportional zur Auflast und somit zur Versenkungstiefe  $y$ . Gleichzeitig besteht ein proportionales Verhältnis des Porenraums zum Skelettvolumen:

$$1/\Phi = 1/\Phi_0 + k \cdot y \quad \text{Gleichung 2-2}$$

Wiederum sind  $\Phi_0$  die Porosität an der Oberfläche und  $k$  ein von der jeweiligen Lithologie abhängiger Parameter<sup>7</sup>. **Bild 2-3** zeigt den Zusammenhang beider Gleichungen, angewandt auf einen Sandstein mit einer Anfangsporosität von ca. 50%.



**Bild 2-3:** Vergleich der Porositäts-Tiefen-Beziehungen nach SCLATER und CHRISTIE (1980) und FALVEY und MIDDLETON (1981) mit  $c = 0,27$  bzw.  $k = 2,17$ .

Die quantitative Analyse der geologischen Entwicklung von Sedimentbecken wird im Englischen oft als Geohistory Analysis bezeichnet (ALLEN und ALLEN, 1993). Deren

Ziel ist in erster Linie die Berechnung der tektonischen Subsidenz, d.h. der Subsidenz, die durch geodynamische Kräfte verursacht wurde. Zu diesem Zweck muss die Gesamtsubsidenz in ihre zwei wesentlichen Bestandteile zerlegt werden, nämlich in eben diese durch tektonische Kräfte verursachte Subsidenz und eine durch sedimentäre Auflast verursachte Subsidenz.

Ursache dieser zusätzlichen, durch sedimentäre Auflast verursachten Subsidenz ist der Ersatz von Wasser ( $\rho \sim 1000 \text{ kg/m}^3$ ) oder seltener Luft durch Sedimente ( $\rho \sim 2500 \text{ kg/m}^3$ ). Die Kompensation dieser zusätzlichen Auflast erfolgt lokal durch isostatischen Ausgleich oder regional durch Flexur der Lithosphäre. Die Korrektur der Gesamtsubsidenz um den Betrag der durch die Wasser- und Sedimentsäule verursachten Subsidenz, mit dem Ziel, die rein tektonisch bedingte Subsidenz zu erhalten, wird als Backstripping bezeichnet (STÜWE, 2000).

Dieses Vorgehen setzt die Durchführung dreier Korrekturen voraus:

- **Dekompaktion:** Wie schon weiter oben beschrieben, versteht man unter Dekompaktion die Korrektur der heute vorliegenden, kompaktierten Mächtigkeiten um den Betrag des während der Absenkung stattfindenden Verlustes an Porenraum.
- **Paläobathymetrie:** Unter Paläobathymetrie versteht man die Tiefe des Ablagerungsraums z.Zt. der Sedimentation. Diese muss berücksichtigt werden, wenn man die Position unterschiedlicher Bohrungen relativ zu einem einheitlichen Niveau (z.B. dem heutigen Meeresspiegel) betrachten will.
- **Absolute Meeresspiegelschwankungen:** Absolute Meeresspiegelschwankungen geben die Differenz des Paläomeeresspiegels relativ zum heutigen an.

<sup>6</sup> Exponentialfaktor (SCLATER und CHRISTIE, 1980)

<sup>7</sup> Kompressionsfaktor (FALVEY und MIDDLETON, 1981)

$$y'_2 - y'_1 = (y_2 - y_1) - \frac{\Phi_0}{c} \cdot (e^{-c \cdot y_1} - e^{-c \cdot y_2}) + \frac{\Phi_0}{c} \cdot (e^{-c \cdot y'_1} - e^{-c \cdot y'_2}) \quad \text{Gleichung 2-3}$$

mit  $y'_1$  = dekompaktierte Tiefe 1  
 $y'_2$  = dekompaktierte Tiefe 2  
 $y'_2 - y'_1$  = dekompaktierte Mächtigkeit  
 $\Phi_0$  = Porosität an der Oberfläche  
 $c$  = Lithologie-abhängiger Parameter

$y_1$  = kompaktierte Tiefe 1  
 $y_2$  = kompaktierte Tiefe 2  
 mit  $y_2 - y_1$  = kompaktierte Mächtigkeit

**Gleichung 2-3** stellt die allgemeine Dekompaktionsgleichung dar. Anschaulich gesprochen handelt es sich um den mathematischen Ausdruck für die Hebung der Sedimentsäule entlang der exponentiellen Porositäts-Tiefen-Kurve (ALLEN und ALLEN, 1993). Die Lösung dieser Gleichung erfolgt auf numerischem Weg mit Hilfe von Computerprogrammen (z.B. Programm Backstrip nach ALLEN und ALLEN, 1993).

**Gleichung 2-4 (Herleitung in Anhang D):**

$$Y = S^* \cdot \frac{(\rho_m - \rho_s)}{(\rho_m - \rho_w)} + W_d - \Delta_{SL} \cdot \frac{\rho_m}{(\rho_m - \rho_w)}$$

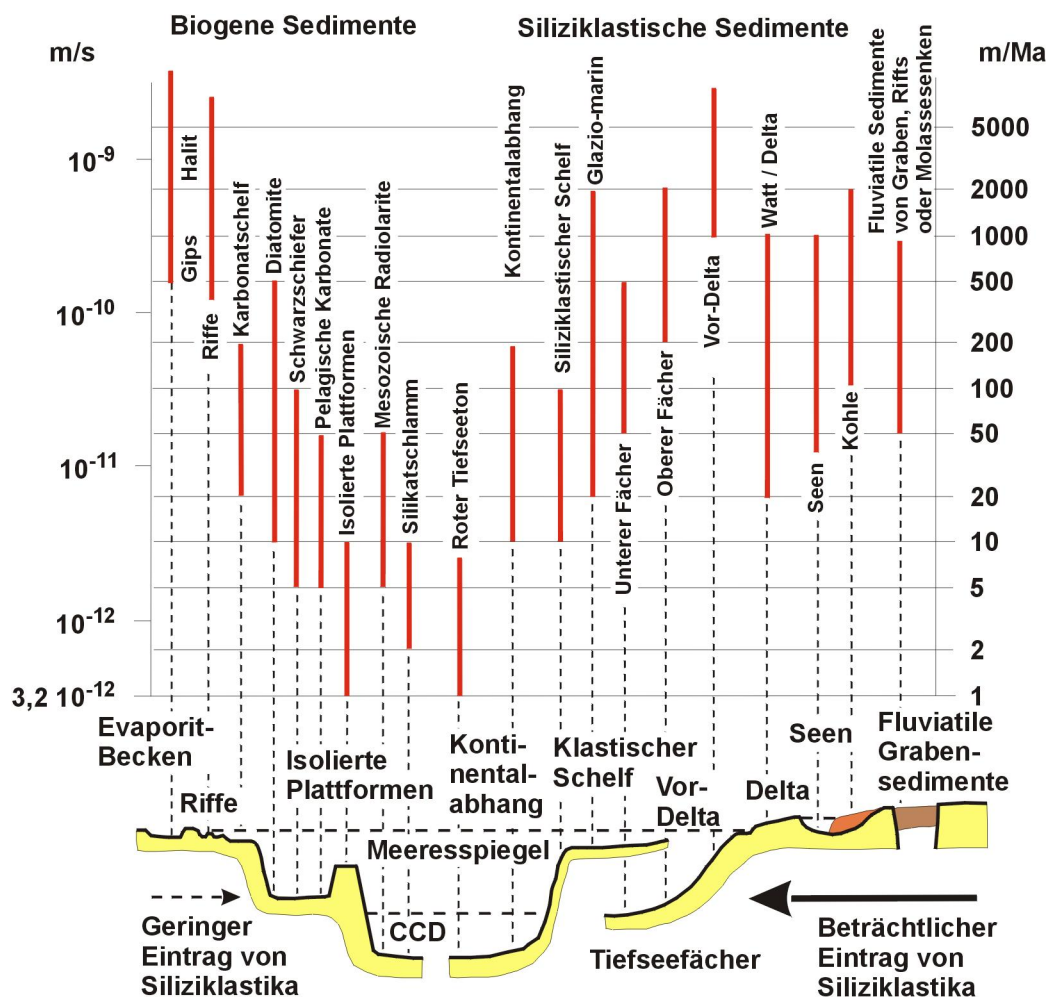
mit  $Y$  = Tektonische Subsidenz in [m]  
 $S^*$  = Sedimentmächtigkeit in [m]  
 $\rho_m$  = Dichte des Mantels in [kg / m<sup>3</sup>]  
 $\rho_s$  = Dichte des Sediments in [kg / m<sup>3</sup>]  
 $\rho_w$  = Dichte des Wassers in [kg / m<sup>3</sup>]  
 $W_d$  = Paläo-Wassertiefe in [m]  
 $\Delta_{SL}$  = Eustatische Meeresspiegelschwankung in [m]

Nach Durchführung der Dekompaktion (s.a. **Anhang D**) werden die auf diese Weise ermittelten dekompaktierten Mächtigkeiten und Sedimentdichten in **Gleichung 2-4** eingesetzt. Ergebnis dieser Berechnung ist dann die tektonische Subsidenz, korrigiert um

tonische Subsidenz, korrigiert um Kompaktion, Paläo-Wassertiefen und eustatischen Meeresspiegelschwankungen. Der Verlauf der so gewonnenen Absenkungskurven gibt bereits einen ersten, visuellen Eindruck von den geodynamischen Kräften, die zur Bildung des untersuchten Sedimentbeckens geführt haben. Den Zusammenhang zwischen der Sedimentationsrate (in m/s bzw. m/Ma) und dem jeweiligen Ablagerungsraum zeigt **Bild 2-4**.

Die in **Bild 2-4** dargestellten theoretischen Sedimentationsraten können mit den beim Backstripping-Prozess ermittelten Sedimentationsraten verglichen werden, um so einen weiteren Hinweis über die geodynamische Lage des Arbeitsgebiets zu erhalten.

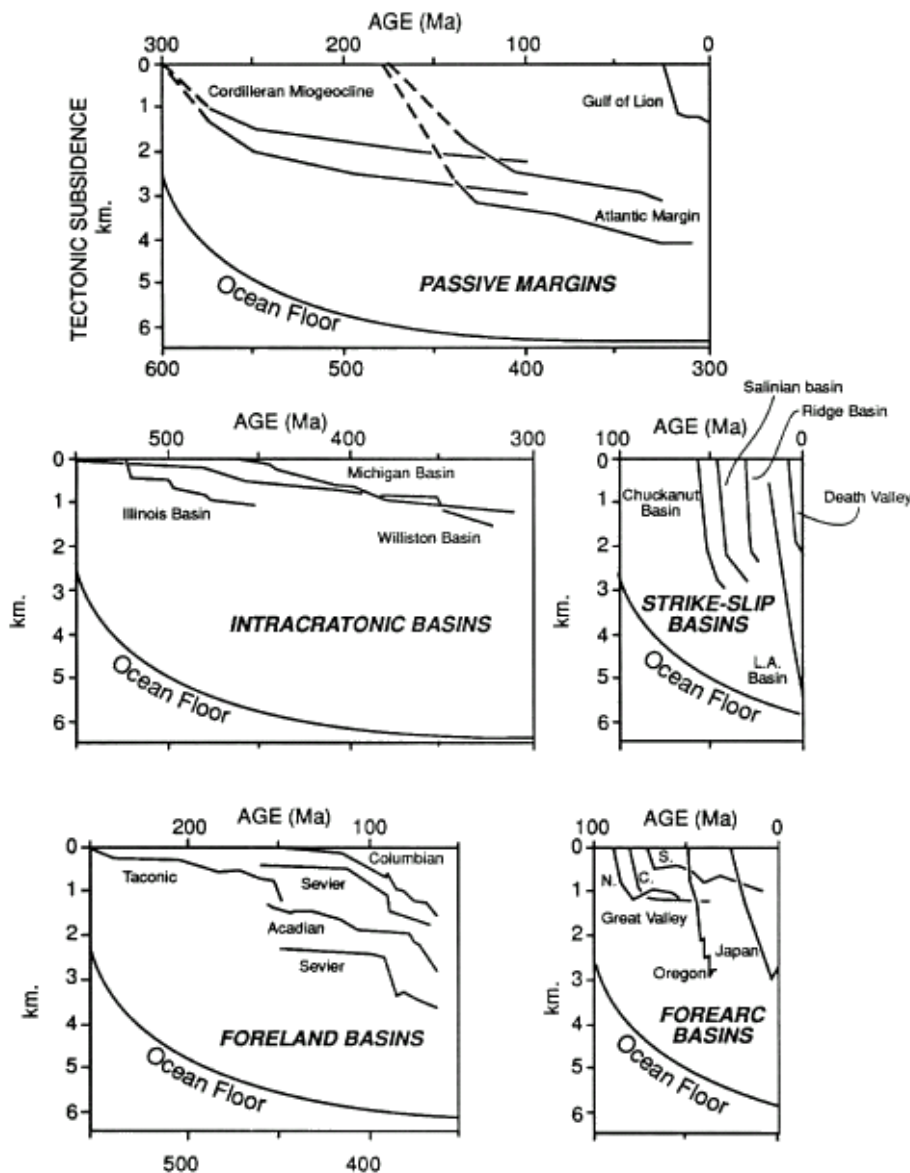
Der Verlauf der im Rahmen der Subsidenzanalyse mittels Backstripping gewonnenen tektonischen Absenkungskurven gibt deutliche Hinweise auf die geodynamischen Kräften, die zur Bildung des untersuchten Sedimentbeckens geführt haben (s. **Bild 2-5**). Diese Absenkungskurve kann nun mit analytisch berechneten Absenkungskurven (z.B. nach MCKENZIE, 1978) verglichen werden (s.a. **Anhang P** bzw. **Anhang Q**). Auf diese Weise können Parameter, wie z.B. die Mächtigkeit der Kruste, die Mächtigkeit der Lithosphäre, der Dehnungsfaktor, u.ä. quantitativ abgeschätzt werden.



**Bild 2-4:** Das Bild zeigt den Zusammenhang zwischen Sedimentationsraten und geodynamischer Lage. Die Sedimentationsrate ist wiederum von der Subsidenzrate des Sedimentsraumes abhängig. Bild nach EINSELE (1992).

Ein konkaver Verlauf der Subsidenzkurve gibt einen Hinweis auf thermische Subsidenz. In diesem Fall kommt es zu einer Kontraktion und somit Absenkung der Lithosphäre als Folge von Abkühlung, was z.B. bei der Entstehung von Ozeanböden (SCLATER und CHRISTIE, 1980) oder bei der Bildung passiver Kontinentalränder (ROYDEN und KEEN, 1980; MCKENZIE, 1978) zu beobachten ist. Ein linearer Verlauf von Subsidenzkurven ergibt sich bei der initialen Subsidenz nach MCKENZIE (1978) oder bei der Entstehung von Pull Apart Becken an Transformstörungen (PITMAN und ANDREWS, 1985). Während bei der initialen Subsidenz ein sofortiger isostatischer Ausgleich infolge von Krustenausdünnung erfolgt, also noch keine thermische Subsidenz

stattfindet, kommt es bei der Bildung von Pull Apart Becken zu meist sehr schnellem isostatischen Ausgleich infolge von rascher Abkühlung. Die schnelle Abkühlung wird durch die geringe Größe von Pull Apart Becken verursacht. Ein konvexer Verlauf deutet auf die Bildung von Becken durch Flexur unter Auflast. Dies ist der entscheidende Prozess bei der Entstehung von Becken im Vorland von Gebirgen. Durch Deckentransport, z.T. sogar in das Gebiet des Vorlandbeckens, kommt es hier zu einer Zunahme der Auflast, die wiederum die Zunahme der Subsidenzrate zur Folge hat, was wiederum den konvexen Verlauf der Subsidenzkurve erklärt (ANGEVINE et al., 1990).



**Bild 2-5:** Das Bild zeigt die Form unterschiedlicher Subsidenzkurven in Abhängigkeit von der tektonischen Lage des Ablagerungsraums. (Bild aus ANGEVINE et al., 1990). Nähere Erläuterung im Text.

Die Gültigkeit der Zeit-Tiefen-Kurven können an Hand unabhängiger Methoden getestet werden. Diese „Testmethoden“ lassen sich nach ALLEN und ALLEN (1993) in zwei unabhängige Hauptklassen einteilen:

- organische, thermische Indikatoren, z.B. Vitrinit-Reflexion, Pyrolyse
- mineralogische, thermische Indikatoren, z.B. Illitkristallinität

Beide Methoden beruhen auf dem zunehmenden thermischen Reifegrad (Maturität) von Sedimenten mit zunehmender Versenkungs-

tiefe und fortschreitender Zeit. Der Ausdruck dieser thermischen Maturität zeigt sich sowohl in den Eigenschaften organischer als auch mineralogischer Parameter. Auf Grundlage der oben beschriebenen, korrigierten Subsidenzkurven und weiterer Einflussfaktoren (Wärmefluss, Diagenese, ...) lassen sich nun die Maturitäten unterschiedlicher Indikatoren berechnen (z.B. LOPATIN, 1976; WAPLES, 1980; BURNHAM und SWEENEY, 1989; SWEENEY und BURNHAM, 1990) und mit tatsächlich gemessenen Maturitäten der entsprechenden Indikatoren verglichen. Erst dieser Abgleich ermöglicht eine Überprüfung

und Kalibrierung der Subsidenzkurven und somit des gesamten Modells (POELCHAU et al., 1997).

## 2.4 Thermische Geschichte

Die thermische Geschichte beschreibt die Entwicklung der Paläotemperatur im Verlauf der Zeit. Die Paläotemperatur ist das Ergebnis des Wärmeflusses in der Lithosphäre. Generell lassen sich in der Lithosphäre drei verschiedene Arten des Wärmetransports unterscheiden (s.a. Anhang E)

- Wärmeleitung (conduction)
- Konvektion (convection)
- Wärmestrahlung (radiation)

Physikalisch ist der Wärmefluss definiert durch das Fouriersche Gesetz

$$q = -K \cdot \frac{\partial T}{\partial z} \quad \text{Gleichung 2-5}$$

mit  $K$  = Wärmeleitfähigkeit in  $[W/(m \cdot ^\circ K)]$

$T$  = Temperatur in  $[^\circ K]$

$z$  = Tiefe in  $[m]$

Wie man aus **Gleichung 2-5** erkennen kann, ist der Wärmefluss also abhängig von der Änderung der Temperatur  $T$  über die Tiefe  $z$  und proportional zur Wärmeleitfähigkeit  $K$ .

Während die Wärmeleitfähigkeit  $K$  eine Materialeigenschaft der betroffenen Lithosphäre ist, durch die der Wärmestrom fließt, wird die von der Tiefe abhängige Temperaturänderung  $\delta T/\delta z$  als geothermischer Gradient bezeichnet. Der Richtungsvektor zeigt von Orten höherer Temperatur zu Orten niedrigerer Temperatur (negatives Vorzeichen).

Über geologische Zeiträume kann der Wärmefluss, bedingt durch Änderungen der geotektonischen Lage (s. **Bild 2-6**), starken Schwankungen unterliegen (JAUPERT, 1984).

Da diese Temperaturschwankungen im Lauf der Erdgeschichte nicht direkt aufgezeichnet wurden, ist es heute nur möglich, indirekte Rückschlüsse auf diese zu ziehen.

Wie schon in **Kapitel 2.3** erwähnt, unterliegen Sedimente mit fortschreitender Subsidenz einem thermischen Reifeprozess (Maturation). Folgen dieser thermischen Reifung sind bei anorganischen Sedimenten Mineralneubildungen, Umkristallisationen und Sammelkristallisationen. Bei organischen Sedimenten dagegen drückt sich zunehmende Maturität in einem zunehmenden Inkohlungsgrad und somit in einem steigenden C/H-Verhältnis aus. Die Hauptfaktoren bei der Reifung organischer Materie sind Zeit und Temperatur, Druck spielt hingegen nur eine untergeordnete Rolle (ALLEN und ALLEN, 1993; WAPLES, 1980; BURNHAM und SWEENEY, 1989). Der Zusammenhang zwischen der Temperatur  $T$  und der chemischen Reaktionsrate  $k$  wird durch die Arrhenius-Gleichung beschrieben:

$$k = A \cdot e^{(-E_A/RT)} \quad \text{Gleichung 2-6}$$

mit  $A$  = Frequenzfaktor in  $[1/s]$

$E$  = Aktivierungsenergie in  $[J/mol]$

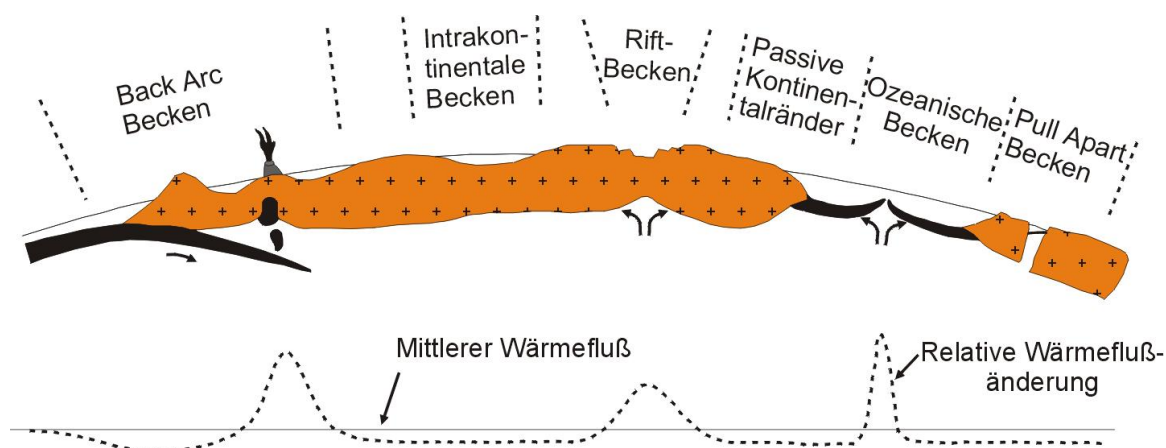
$R$  =  $8,314 J/(mol \cdot ^\circ K)$ <sup>8</sup>

$T$  = Temperatur in  $[^\circ K]$

Mathematisch lässt sich aus der Arrhenius-Gleichung eine Verdoppelung der Reaktionsrate  $k$  für jeden Temperaturanstieg um  $10^\circ K$  (entgegen der Aussagen von WAPLES, 1980 und ALLEN und ALLEN, 1993) nicht ableiten (siehe dazu auch die Anmerkung am Ende von **Anhang F**).

---

<sup>8</sup>  $R$  = Allgemeine Gaskonstante in  $[J/(mol \cdot ^\circ K)]$



**Bild 2-6:** Der Wärmefluss ist von der geodynamischen Lage abhängig. So zeigen z.B. Back Arc Becken, Riftbecken und mittelozeanische Rücken einen durchschnittlich erhöhten Wärmefluss. Bild nach POELCHAU et al. (1997).

Nach ROBERT (1988) zeigt sich auch, dass mit steigenden Temperaturen der Anstieg der Reaktionsraten deutlich zurückgeht. So bewirkt bei 200°C ein Anstieg von 10°K nicht mehr eine Verdoppelung der Reaktionsrate, sondern nur eine Erhöhung um das 1,4-fache.

Die Zeitabhängigkeit des thermischen Reifeprozesses organischer Materie lässt sich durch die Integration der Reaktionsrate  $k$  über die Zeit  $t$  herleiten. Das Ergebnis ist das sogenannte Maturitätsintegral  $C$  (ALLEN und ALLEN, 1993):

$$C = A \cdot \int_{t=0}^{t_{\text{end}}} e^{(-E_A / RT)} + C_0 \quad \text{Gleichung 2-7}$$

Um dieses Integral berechnen zu können, muss für jeden Zeitpunkt  $t$  zwischen  $t = 0$  und  $t = t_{\text{end}}$  die Paläotemperatur bekannt sein. Diese Temperatur ist von einer großen Anzahl unterschiedlicher Parameter abhängig, die man in zwei große Gruppen teilen kann (s.a. **Bild 2-2**). Die erste Gruppe ist von der Subsidenz abhängig und lässt sich mit Hilfe der Subsidenzanalyse ermitteln. Um die Parameter dieser Gruppe bestimmen zu können, muss

man für jeden Zeitpunkt  $t$  die Tiefe kennen, in der sich zu eben diesem Zeitpunkt  $t$  das Sediment befunden hat. Aus dieser Angabe lässt sich dann mit Hilfe von **Formel (D-10)** aus **Anhang D** die Subsidenz der jeweiligen Schicht bei dekomprimierten Mächtigkeiten ermitteln. Andere physikalische Parameter, wie die Wärmeleitfähigkeit und die spezifische Wärmekapazität (Definitionen in **Anhang E**) des jeweiligen Sediments, lassen sich in der Regel der Literatur entnehmen. In Einzelfällen können diese auch direkt gemessen werden. Wie auch die Porosität sind diese Parameter von der Tiefe abhängig, in der sich das Sediment zu dem relevanten Zeitpunkt befindet (TURCOTTE und SCHUBERT, 2002).

Die zweite große Gruppe umfasst alle Parameter, die einen Einfluss auf die Entwicklung der Paläotemperaturen im Verlauf der Zeit haben. Die Entwicklung der Paläotemperatur wird sowohl durch den basalen Wärmefluss (Grenze Lithosphäre/Asthenosphäre) bestimmt als auch durch den Wärmefluss an der Oberfläche der Lithosphäre (Grenze Sediment/Wasser bzw. Grenze Sediment/Luft). Diese wiederum hängen von der Luft oder Wassertemperatur bzw. von der Temperatur

der Asthenosphäre ab. Daneben hat die Wärmeproduktion durch radioaktive Elemente, sowohl in der Erdkruste als auch in den Sedimenten, einen großen Einfluss auf die Entwicklung der Paläotemperaturen im Verlauf der Zeit<sup>9</sup> (LLIBOUTRY, 1999; STÜWE, 2000). Eine Abschätzung dieser Parameter ist in der Regel nur indirekt über den gesamtgeologischen Kontext und aus dem jeweiligen geodynamischen Umfeld möglich (s.a. **Bild 2-6**). Mit der Rekonstruktion der Subsidenzgeschichte (s.a. **Kapitel 2.3**), und der thermischen Geschichte (s.a. **Kapitel 2.4**), ist das konzeptionelle Modell fertiggestellt. Als nächster logischer Schritt erfolgt nun die **numerische Modellierung**. Dieser Arbeitsschritt umfasst die Kalibrierung des konzeptionellen Modells. Die Kalibrierung stellt allgemein den Vergleich von analytisch gemessenen Werten mit den bei der numerischen Modellierung berechneten Werten dar. Die Berechnung dieser Werte mit einem zumeist deterministischen Ansatz hängt von den physikalischen Parametern  $pVTX$ <sup>10</sup> und der Zeit  $t$  ab, in der diese Parameter auf das Sediment wirken. Diese Parameter stellen den Input für die numerische Modellierung dar. Der Betrag dieser physikalischen Eingangsparameter und ihre Änderungen im Verlauf der Zeit wird durch die Subsidenzgeschichte (s.a. **Kapitel 2.3**) und durch die Temperaturgeschichte (s.o.) bestimmt. Gemessene Werte, die als Kalibrierungsparameter verwendet werden können, sind z.B. die Vitrinit-Reflexion %Rr, der Wert  $T_{max}$  (Rock-Eval-Pyrolyse), die Illitkristallinität oder auch Werte aus der

Mikrothermometrie mit Hilfe von Fluid Inclusions (TOBIN und CLAXTON, 2000). In dieser Arbeit werden ausschließlich organische, thermische Indikatoren zur Kalibrierung des konzeptionellen Modells verwendet (%Rr,  $T_{max}$ , s.a. **Kapitel 3**).

Die Modellierung der Vitrinit-Reflexion kann mit Hilfe unterschiedlicher Modellansätze erfolgen (MÄHLMANN, 1996; HUNT, 1995). Der älteste und einfachste ist die sogenannte Lopatinmethode (s.a. **Anhang F**, LOPATIN, 1976; WAPLES, 1980), die auf der Annahme beruht, dass sich die Reaktionsrate bei jedem Temperaturanstieg von 10°C verdoppelt.

Alle kinetischen Modelle basieren auf der Arrhenius-Gleichung. Diese Modelle nehmen einen Satz unterschiedlicher Aktivierungsenergien für die bei der Vitrinit-Entwicklung beteiligten Reaktionen an. LARTER (1989) entwickelte ein chemisches Modell, das auf einer Korrelation der Vitrinit-Reflexion mit dem Phenolanteil von Kohlenwasserstoffen beruht. Der Phenolanteil kann mit Hilfe der Gaschromatographie ermittelt werden.

Zu den kinetischen Modellen gehört auch das VITRIMAT-Modell nach BURNHAM und SWEENEY (1989) in **Anhang G**, das EASY%R<sub>0</sub>-Modell nach SWEENEY und BURNHAM (1990) in **Anhang H** und das SIMPLE-R<sub>0</sub>-Modell nach SUZUKI et al. (1993) in **Anhang I**. Die geologische Geschichte (oder Subsidenzgeschichte), kann hierbei in einzelne Intervalle zerlegt werden, in denen einheitliche Temperaturbedingungen geherrscht haben. Diese Intervalle stellen dann die Eingangsparameter für die oben aufgezählten kinetischen Modelle dar. Diese Zerlegung in einzelne Intervalle kommt der geologischen Realität wesentlich näher als die Einteilung der geologischen Geschichte in 10°-Intervalle, wie sie bei der Lopatin-Methode vorgenommen werden.

<sup>9</sup> Ein weiterer nicht zu unterschätzender, aber in der Realität nur schwer zu modellierender Einflussfaktor ist der konvektive Wärmetransport durch Grundwasserströmungen (YALCIN et al., 1997).

<sup>10</sup> p = Druck  
V = Volumen  
T = Temperatur  
X = Stoffmenge

Für die Modellierung der  $T_{\max}$ -Werte sind in der Literatur nur wenige Modelle etabliert, die zur direkten Kalibrierung des konzeptionellen Modells verwendet werden können (z.B. UNGERER et al., 1986). Da diese noch dazu unzuverlässig sind, erfolgt die Kalibrierung in der vorliegenden Arbeit stattdessen indirekt über die Korrelation der  $T_{\max}$ -Werte mit %Rr-Werten (s. Bild 18 in ESPITALIE et al., 1985b;

Bild 14 in PETERS, 1986; Bild 3 in NIELSEN et al., 1991; Bild 2-21 in ESPITALIE und BORDENAVE, 1993; Bild 8 in ESPITALIE, 1986; VELD et al., 1993). Die auf diese Weise ermittelten %Rr-Werte (zur Korrelation s. **Kapitel 5.3**) können dann mit Hilfe der oben aufgeführten Methoden modelliert werden.

## 2.5 Zusammenfassung

Die Entwicklung eines Sedimentbeckens wird durch die Summe aller geologischen, geophysikalischen und geochemischen Faktoren bestimmt, die während seiner gesamten geologischen Geschichte auf dasselbe einwirken (POELCHAU et al., 1997).

Die Rekonstruktion dieser Faktoren ist das Ziel der Beckenanalyse, wie sie in dieser Arbeit durchgeführt wird. Um dieses Ziel zu erreichen wird als erster Schritt ein konzeptionelles Modell erstellt. Das konzeptionelle Modell definiert Werte bzw. Wertebereiche für alle geologischen, geophysikalischen und geochemischen Faktoren, die für die Beckenentwicklung von Bedeutung sind, und stellt diese in einen zeitlichen Zusammenhang. Das konzeptionelle Modell wiederum dient als Input für die numerische Beckenmodellierung. Durch diese numerische Modellierung kann das konzeptionelle Modell dann kalibriert werden, was zumeist in mehreren Iterationen erfolgt. Dies führt zur Modifikation der Modellparameter des konzeptionellen Modells, so dass im Lauf des Modellierungsprozesses eine Annäherung der berechneten Werte an die analytisch gemessenen Werte erfolgt.

Die Durchführung der Beckenanalyse umfasst folgende zwei Arbeitsschritte:

### 1. Durchführung der Subsidenzanalyse (Kapitel 2.3)

Das Ziel der Subsidenzanalyse ist die Rekonstruktion der tektonisch bedingten Absenkung des Sedimentationsraums. Ausgangspunkt der Untersuchung ist die Sedimentsäule (zumeist aus Bohrdaten), wie sie heute vorliegt. Mit Hilfe des Backstripping-Verfahrens kann die tektonisch bedingte Subsidenz ermittelt werden. Beim Backstripping-Verfahren wird die Sedimentsäule dekompaktiert und Korrekturen, die sich aus der Paläobathymetrie und eustatischen Meeresspiegelschwankungen ergeben, berücksichtigt. Die Eingangsparameter für die Subsidenzanalyse ergeben sich zum großen Teil aus der geologischen Geschichte des Ablagerungsraums, wie z.B. stratigraphische Abfolge, Fazies und Paläobathymetrie. Darüber hinaus lassen sich



unterschiedliche lithologische Parameter, wie z.B. Dichte und Porosität, der Literatur entnehmen.

## 2. Rekonstruktion der thermischen Geschichte (Kapitel 2.4)

Die thermische Geschichte beschreibt die Entwicklung des Wärmeflusses im Lauf der Zeit. Wichtige Faktoren bei der Rekonstruktion der thermischen Geschichte sind der basale Wärmefluss, der durch Zufuhr von Wärme aus der Asthenosphäre bestimmt ist, der Wärmefluss an der Oberfläche, der durch die Abgabe von Wärme an die Luft bzw. an der Ozeanboden bestimmt ist sowie die Wärmeproduktion durch radioaktive Elemente in der Lithosphäre (v.a. in der Erdkruste) selbst. Die Temperatur, die auf ein bestimmtes Sediment wirkt, ist nicht nur vom Wärmefluss abhängig sondern auch von lithologischen Materialparametern der Sedimentschicht, wie z.B. der spezifischen Wärmekapazität und der Wärmeleitfähigkeit. Die Temperatur wiederum ist, neben der Zeit, der wichtigste Einflussfaktor für die Reifung von organischen Material und somit für die Genese von Kohlenwasserstoffen.

Sind durch Rekonstruktion der Subsidenz und der thermischen Geschichte alle geologischen, geophysikalischen und geochemischen Parameter gesetzt, erfolgt die numerische Modellierung.

Die Kalibrierung umfasst allgemein den Vergleich von analytisch gemessenen mit bei der Modellierung berechneten Werten. Die Berechnung dieser Werte in einem zumeist deterministischen Modell hängt von den physikalischen Parametern  $pVTX$  und der Zeit  $t$  ab, in der diese Parameter auf das Sediment wirken. Diese Eingangsparameter sind durch das konzeptionelle Modell definiert. In dieser Arbeit werden als Kalibrierungsparameter die Vitrinit-Reflexion %Rr und der Wert  $T_{max}$  (Rock-Eval-Pyrolyse) verwendet. Die Modellierung der Vitrinit-Reflexion %Rr erfolgt mit Hilfe unterschiedlicher Modellansätze (z.B. BURNHAM und SWEENEY, 1989; SWEENEY und BURNHAM, 1990; SUZUKI et al., 1993). Die Modellierung der Pyrolysewerte  $T_{max}$  erfolgt indirekt nach Korrelation der  $T_{max}$ -Werte mit Werten der Vitrinit-Reflexion %Rr (s.a. Kapitel 3).



### 3 Geologischer Rahmen

Ziel dieses Kapitels ist es, die regionale Geologie des Französischen Juragebirges, soweit sie für die nachfolgenden geodynamischen Untersuchungen von Bedeutung ist, darzustellen. Dabei wird mehr Bedeutung auf die Geologische Geschichte, also auf eine dynamische Betrachtung der Ereignisse, gelegt als auf die Beschreibung regionalgeologischer Begriffe. Eine chronostratigraphische Einordnung dieser regionalen, oft lithofaziellen Begriffe erfolgt in **Anhang K**. Auf den tektonischen Bau des Gebiets wird nur in groben Umrissen eingegangen. Da keine seismischen Profile zur Verfügung standen, war eine detailliertere Einbeziehung der Tektonik in dieser Arbeit leider nicht möglich.

#### 3.1 Geologische Geschichte und Stratigraphie

Neben dem eigentlichen Arbeitsgebiet, dem Französischen Jura, standen zur Abrundung der Untersuchungen auch noch wenige Bohrlöcher in der franko-helvetischen Molasse und in den Subalpinen Ketten (Chaînes Subalpines) zur Verfügung. Entsprechend ihrer Bedeutung für diesen Bericht wird zunächst die Geologische Geschichte des Französischen Jura ausführlich dargestellt, auf die Entwicklung der beiden zuletzt genannten Einheiten wird im Anschluss daran kurz eingegangen. Die Darstellung der Geologischen Geschichte beginnt mit der Bildung des Grundgebirges im Unterkarbon. Die paläogeographischen Karten sind leicht modifiziert nach ZIEGLER (1990) Maßstab und Lage des Arbeitsgebietes sind identisch mit denen der Übersichtskarte in **Bild 1-2**.

#### 3.1.1 Geologische Entwicklung des Französischen Juragebirges

##### Karbon

Im Mittelpunkt des Unterkarbons steht die Kollision zwischen Laurasia und Gondwana, die zur Bildung des Großkontinents Pangäa führt. Dieses als Variszische Orogenese bekannte Ereignis bildet das spätere Grundgebirge von ganz Mitteleuropa. Im Arbeitsgebiet kommt es zur Bildung von regionalmetamorphen Gneisen, zahlreichen Graniten und Gängen (ZIEGLER, 1990).

Die Ausbildung eines Systems NE-SW-streichender, dextraler Transformstörungen bewirkt schon im Oberkarbon eine Verbindung der Subduktionszone der Appalachen mit der des Urals. An diese Transformstörungen gekoppelt entstehen in diesem Gebiet eine Vielzahl von Gräben und Pull-Apart-Becken (**Bild 3-1**). Nach den bisherigen Untersuchungen wurden keine Anzeichen für einen Vulkanismus gefunden, der mit den oben genannten Vorgängen in Verbindung steht. Unter tropisch-humiden Bedingungen werden in diesen Gräben limnische Sedimente abgelagert, die infolge ihres hohen organischen Gehalts gute Erdölmuttergesteine bilden.

##### Perm

Der sich im Oberkarbon ankündigende Zerfall Pangäas findet im unteren Perm seine Fortsetzung. Die weiter absinkenden intramontanen Becken füllen sich mit dem Abtragungsschutt des variszischen Orogens (s. **Bild 3-2**). Die bereits mit der Zusammenschweißung Pangäas begonnene Norddrift hat im Lauf des Perms einen Wechsel des Klimas zur Folge, die humiden Sedimente des Oberkarbons und des frühen Perms werden von unter ariden Bedingungen abgelagerten Rotsedimenten abgelöst (ZIEGLER, 1990).

Eine im oberen Perm einsetzende Regression bewirkt, dass im Burgunder Trog, dem Ablagerungsraum des heutigen Juragebirges der Zechstein überhaupt nicht abgelagert oder bis ins Rotliegende wieder erodiert wird. Die nachfolgende Trias liegt infolge dessen diskordant auf dem Rotliegenden (DEBRAND et al., 1984).

### Trias

Kennzeichnend für die gesamte Trias in Mitteleuropa ist die Herausbildung eines komplexen Riftsystems in Form schnell absinkender Tröge und Gräben (wie z.B. der Burgunder Trog und die Hessische Senke). Das Besondere des triassischen Riftsystems in Südostfrankreich ist hierbei das Fehlen eines Vulkanismus, der normalerweise für ein Rifting kennzeichnend ist (ZIEGLER, 1990).

Der Burgunder Trog als Teil dieses Riftsystems im Gebiet des heutigen Schweizer und Französischen Juragebirges gehört faziell zum Ablagerungsraum der Germanischen Fazies, paläogeographisch nimmt er in der Trias eine Stellung zwischen dem äußersten Schelfbereich der sich im Süden heranbildenden Tethys und des Nordwesteuropäischen Beckens ein.

Im Skyth wird die Buntsandstein-Gruppe abgelagert (**Bild 3-3**). Der Buntsandstein zeigt mit seinen limnischen Psammiten alle Anzeichen einer terrestrisch bestimmten Sedimentation unter aridem Klima.

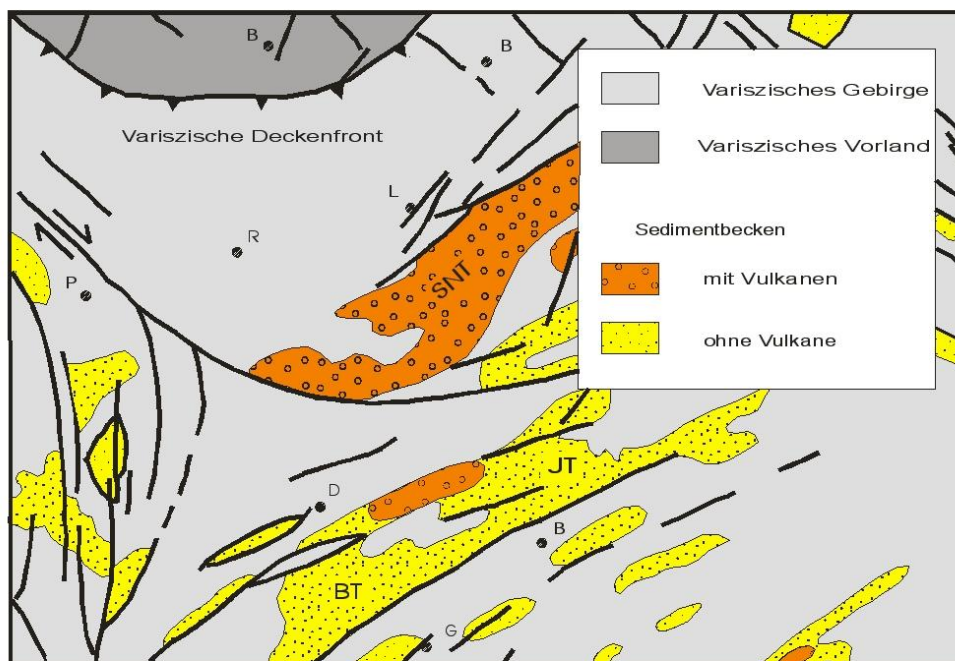
Im Muschelkalk (Anis, Ladin) kommt es zu einer Verbindung der Tethys mit dem im Norden liegenden Becken durch den Burgunder Trog (**Bild 3-4**). Die so abgelagerten Flachwasserkarbonate des unteren und oberen Muschelkalks werden im mittleren Muschelkalk durch evaporitische Serien unterbrochen, die später während des Jungtertiärs als Hauptabscherhorizont bei der Bildung des Französischen Jura dienen (WALTER, 1992).

Der Keuper (Karn, Nor) im Burgunder Trog ist klastisch-evaporitisch ausgebildet (BUSSON und CORNEE, 1988). Auf die Mergel und Dolomite des Lettenkohlenkeupers folgen mächtige Tone und Anhydrite des sogenannten Gipskeupers. Die Mächtigkeit dieser Evaporite kann durch ein lang anhaltendes Gleichgewicht zwischen Absenkung, Meeresspiegelanstieg und Sedimentation erklärt werden (DROMART et al., 1994). Der ausgehende Keuper ist durch deltalische, lagunäre und limnische Sedimente (cf. Schilfsandstein) gekennzeichnet (s.a. **Bild 3-5**), das Rhät ist vorwiegend sandig-tonig ausgebildet (WALTER, 1992).

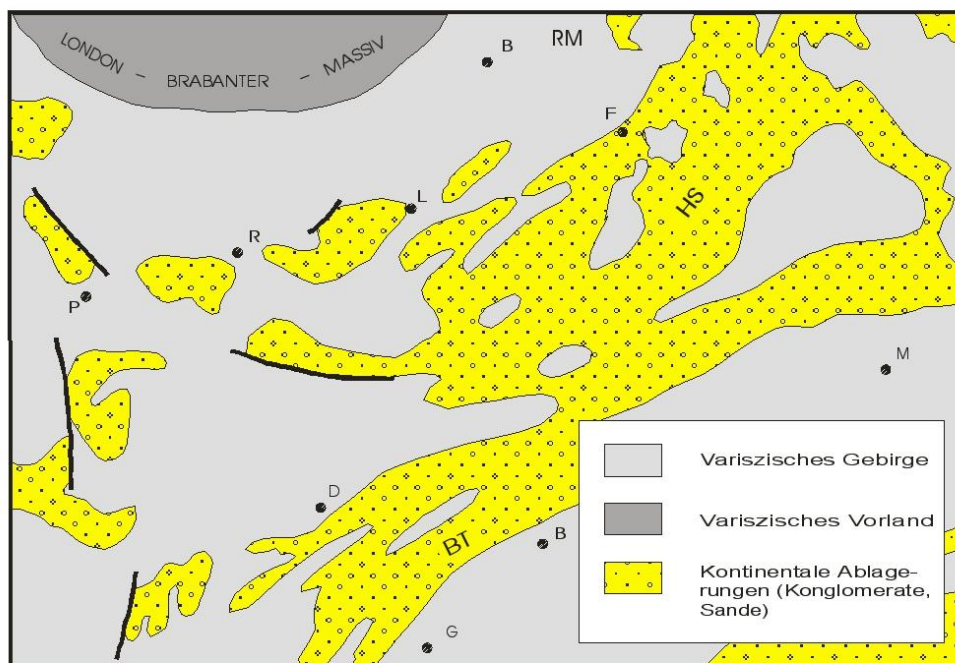
### Jura

Ein zyklisch verlaufender Meeresspiegelanstieg führt in der Jurazeit zu einer Überflutung weiter Teile Mittel- und Nordwesteuropas (WALTER, 1992; ZIEGLER, 1990). Infolge dieser Entwicklung kommt es zu einer Verbindung der Tethys mit dem Arktismeer, z.B. über die Straße von Burgund und die Hessische Senke.

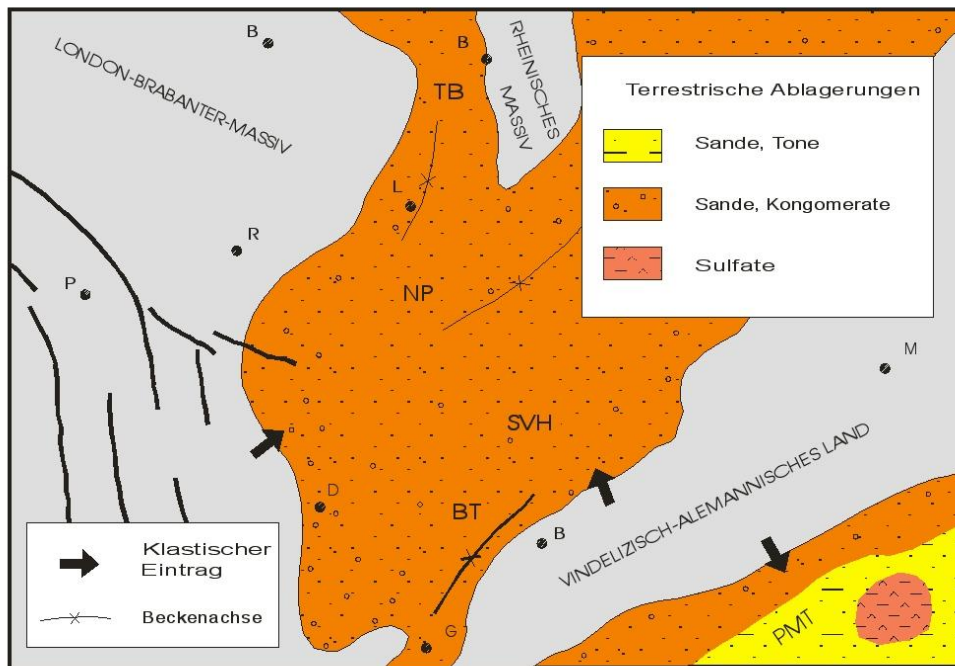
Ab dem mittleren Jura kommt es durch die beginnende Öffnung des Zentralatlantik zu einer Umstellung des Spannungsfelds in ganz Mitteleuropa. Diese „Polarisation des europäischen Riftsystems“ (ZIEGLER, 1990) führt zu dem Absterben von vorwiegend NE-SW-streichenden Gräben, die, wie z.B. der Burgunder Trog, stark von der Tethys beeinflusst wurden. So kann man vom Burgunder Trog auch nicht mehr als Graben bzw. Becken s.s. sprechen (**Bild 3-6**). Vielmehr nimmt der Sedimentationsraum des Französischen Jura nun die Stellung des äußeren Schelfrandes der Tethys ein (ENAY et al., 1980).



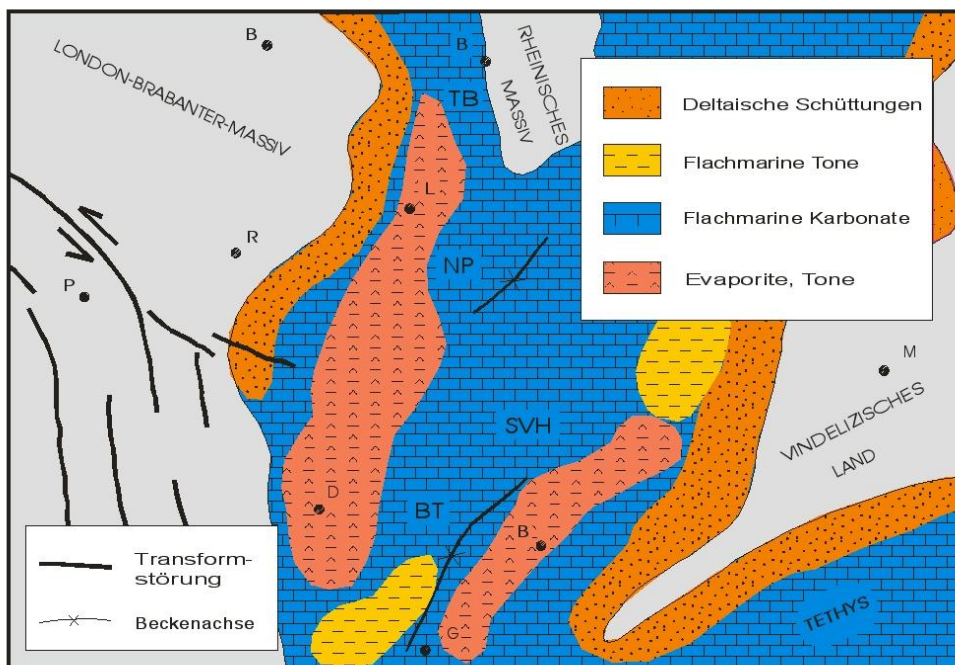
**Bild 3-1:** Paläogeographische Situation zur Zeit des Stephan. BT: Burgunder Trog, JT: Jura Trog, SNT: Saar-Nahe-Trog, Ortsnamen entsprechend **Bild 1-2**, nach ZIEGLER (1990).



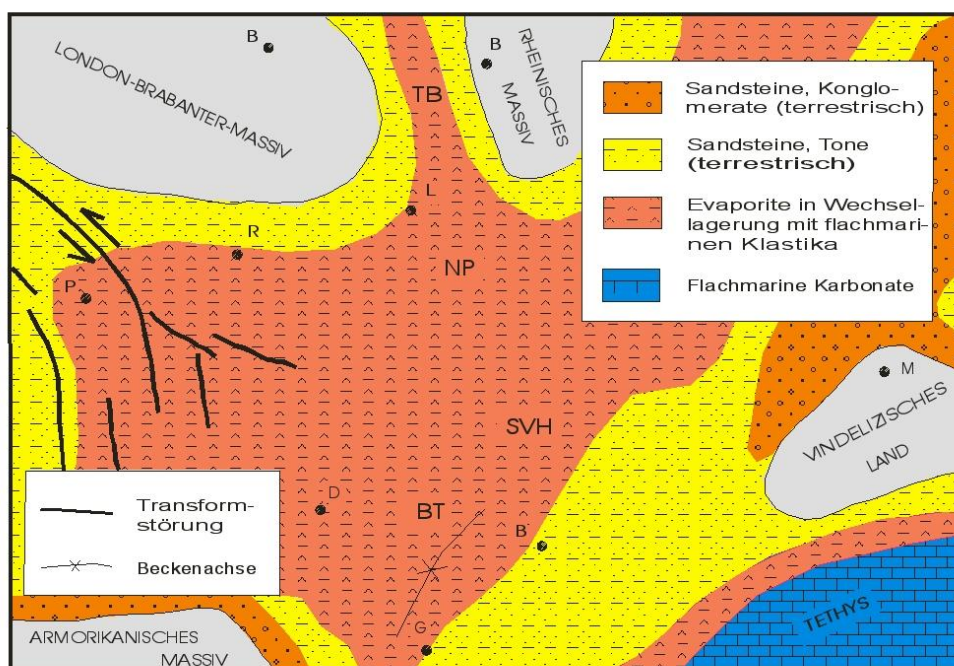
**Bild 3-2:** Paläogeographische Situation zur Zeit des Rotliegenden. BT: Burgunder Trog, HS: Hessische Senke, RM: Rheinisches Massiv, Ortsnamen entsprechend **Bild 1-2**, nach ZIEGLER (1990).



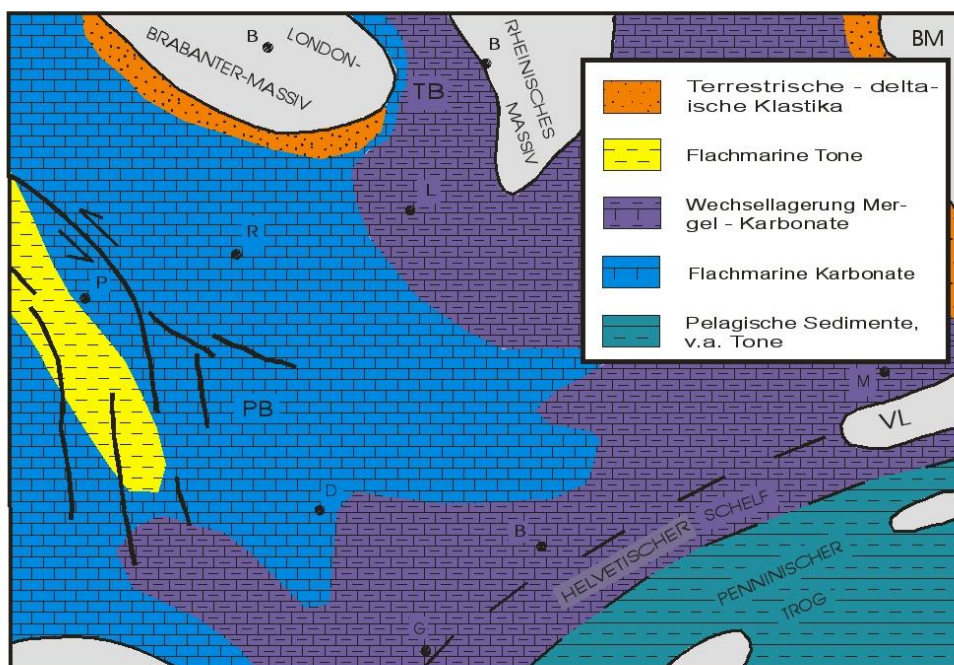
**Bild 3-3:** Paläogeographische Situation zur Zeit des Buntsandsteins (Skyth). BT: Burgunder Trog, SVH: Schwarzwald-Vogesen-Hoch, NP: Becken von Nancy Pirmasens, TB: Trierer Bucht, Ortsnamen entsprechend **Bild 1-2**, nach ZIEGLER (1990).



**Bild 3-4:** Paläogeograph. Situation zur Zeit des Muschelkalks (Anis, Ladin). BT: Burgunder Trog, SVH: Schwarzwald-Vogesen-Hoch, NP: Becken von Nancy-Pirmasens, TB: Trierer Bucht, Ortsnamen entsprechend **Bild 1-2**, nach ZIEGLER (1990).



**Bild 3-5:** Paläogeographische Situation zur Zeit des Keupers (Karn, Nor). BT: Burgunder Trog, SVH: Schwarzwald-Vogesen-Hoch, NP: Becken von Nancy-Pirmasens, TB: Trierer Bucht, Ortsnamen entsprechend **Bild 1-2**, nach ZIEGLER (1990).



**Bild 3-6:** Paläogeographische Situation zur Zeit des Bajoc-Bathon. PB: Pariser Becken, VL: Vindelizisches Land, TB: Trierer Bucht, Ortsnamen entsprechend **Bild 1-2**, nach ZIEGLER (1990).

Kennzeichnend für dieses epikontinentale Flachmeer ist die Ablagerung flachmariner Karbonate und Mergel bzw. Tone. Während der Lias vorwiegend tonig-mergelig ausgebildet ist, kommt es im Dogger zur Sedimentation von Crinoidenkalken, oolithischen Kalken, Eisenoolithen und dolomitischen Kalken (CONTINI und BOURQUIN, 1969; WERNLI und SEPTFONTAINE, 1971; BURKHALTER, 1995; GONZALEZ, 1996). Nach Auffüllung des Burgunder Trogs im unteren Oxford (ENAY et al., 1988), ist der Bereich des Französischen Jura während des restlichen Malm Teil einer riesigen Karbonatplattform, die diesen Schelfbereich der Tethys dominiert (STROHMENGER et al., 1991). Die Kombination eustatischer Meeresspiegelschwankungen mit den Auswirkungen synsedimentärer Tektonik führt zur Ausbildung unterschiedlichster Fazieszonen (GYGI, 1986; CHEVALLIER und STRASSER, 1985; DETRAZ und MOJON, 1989). Immer wieder eingeschaltete mächtige Mergel- und Toneinschaltungen zeigen eine häufige, eustatisch bedingte Hebung benachbarter Gebiete über den Meeresspiegel an (CONTINI, 1989).

Als potentielle Erdölmuttergesteine sind v.a. die stark euxinischen Posidonienschiefer des Toarcium und die schwarzen Schiefer des Oxford zu beachten. Wegen ihrer geringen Versenkungstiefe und der sich daraus ergebenden geringen Maturität sind sie im Französischen Jura allerdings, im Gegensatz zum benachbarten Bressegraben und der Schweizerfranzösischen Molasse, wirtschaftlich von geringer Bedeutung.

### Kreide

Während der Kreide verliert sich die klare Trennung zwischen dem Gebiet des ehemaligen Burgunder Trogs und der Helvetischen Fazies, zwischen der Tethys im Südosten und des flachen, größtenteils nicht marinen Pariser Beckens im Nordwesten. Es kommt zur Aus-

bildung einer leicht nach Südosten geneigten Plattform (RIGASSI, 1990).

Die seit dem Kimmeridge bestehende Karbonatplattform (TRIBOVILLARD et al., 1992) wird im Zuge der anfangs der Unterkreide einsetzenden Transgression überflutet (CHEVALLIER und STRASSER, 1985)<sup>11</sup>.

Die nun herrschenden Sedimentationsbedingungen gleichen denen der Jurazeit. Auch jetzt kommt es zu zyklischen Meeresspiegelschwankungen, die die Ablagerung von flachmarinen Karbonaten und Mergeln kontrollieren (s.a. **Bild 3-7**). Fazies und Shallowing-Upward-Trend im Purbeck des Schweizer und Französischen Jura weisen auf einen sehr flachen und teilweise emergierenden Sedimentationsraum hin, der durch zyklische Meeresspiegelschwankungen entsprechend Milankovitch geprägt ist (STRASSER, 1987; ARNAUD und ARNAUD, 1991; STRASSER, 1988; STRASSER und DAVAUD, 1986).

Endpunkt dieser Entwicklung ist die Sedimentation der Urgon-Kalke. Diese wurden auf einer Plattform abgelagert, die sich über den gesamten Schelfbereich der Ligurischen Alpen erstreckte. Die Entwicklung der Plattform erfolgte vom obersten Hauterive bis ins mittlere Apt. Die Urgon-Plattform ist die jüngste Plattform, die sich auf dem Ligurischen Schelf entwickelt hat (HUNT und TUCKER, 1993; CLAVEL et al., 1986; CLAVEL et al., 1987). Ein stratigraphisches Säulenprofil, das die Sedimentation bis zum Ende der Unterkreide wiedergibt, zeigt .

Von der Oberkreide (s.a. **Bild 3-8**) sind im Arbeitsgebiet nur Erosionsreste von marinem Cenoman, Turon und Senon in Muldenkernen erhalten (GUILLAUME, 1966; WALTER, 1992).

---

<sup>11</sup> Im Norden des Arbeitsgebietes waren seit dem oberen Portland weite Teile des Französischen Jura über dem Meeresspiegel (DEBRAND et al., 1984).



Eine durchgehende Sedimentation bis an die Kreide-Tertiär-Grenze erscheint als wahrscheinlich. Eine Ausnahme bilden hierbei Teile des nördlichen und mittleren Jura, für die nach DEBRAND et al. (1984) eine Erosionszone im oberen Portland existiert, die sich bis ins Berrias erstreckt. Von diesem Erosionsereignis zeugen auf der einen Seite grüne Mergel im Purbeck, die in Zusammenhang mit Trockenrissen, Evaporiten eine Emersion des Ablagerungsraums über den Meeresspiegel anzeigen (DECONINCK und STRASSER, 1987), auf der anderen Seite Spuren von Paläokarst im Berrias (BLANC und MOJON, 1996).

Südlich des Massiv Central kann im Gegensatz zum Bereich des Französischen Jura ab der Oberkreide eine Hebung und damit verbunden die Erosion der dort sedimentierten marinen Unterkreide von z.T. erheblicher Mächtigkeit ( $1300 \pm 300\text{m}$ ) beobachtet werden (PEYAUD et al., 2005).

#### Tertiär

Durch die Kollision Afrikas mit Eurasien im Alttertiär kommt es zu einer Kippung der Helvetischen Plattform nach Süden bzw. Südosten, ausgelöst durch den Druck des Alpenorogens auf die europäische Platte. Während diese Kippung am Alpenrand zur Bildung des Molassebeckens ab dem oberen Eozän führen wird, bewirkt sie in einiger Entfernung, im Gebiet des heutigen Juragebirges, bereits im Verlauf des Paläozäns eine Hebung der Platte über den Meeresspiegel (**Bild 3-9**). Die hierauf im Eozän einsetzende Erosion trägt unter subtropischen Bedingungen in großen Teilen des Französischen Jura Gesteine bis in die Unterkreide und in den Malm ab. Zeugen dieser Entwicklung sind mit Bohnerzen gefüllte Karsthohlräume in Oberjurakalken, Quarzsande, Tone sowie örtlich auch

Süßwasserkalke (WALTER, 1992; RANGHEARD et al., 1990).

Im Oligozän (s.a. **Bild 3-10**) gerät das Gebiet unter den Einfluss der Bildung und Absenkung des Rheingrabens, des Bressegrabens sowie des Molassebeckens (RIGASSI, 1990).

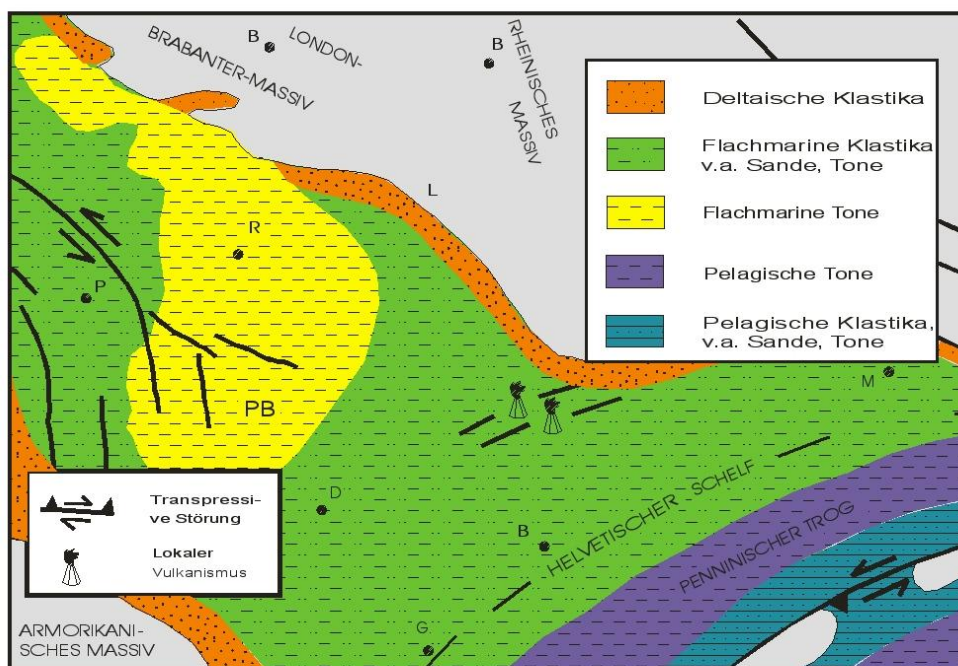
Im Zentrum dieses extensiven Spannungsfelds kommt es im Französischen Jura zur Bildung zahlreicher Horst- und Grabenstrukturen, teilweise bedingt durch die Reaktivierung permokarbonischer Störungen, teilweise bedingt durch die Bildung neuer Abschiebungen.

Die Grenze des von Südosten her zum Jura-gebiet vorstoßenden Molassemeeres deckt sich im Spätoligozän/Frühmiozän mit der heutigen Südostgrenze des Faltenjura. Erst ab dem höheren Oligozän transgrediert die Obere Meeresmolasse in weite Teile des Arbeitsgebietes von Osten, während von Westen, wenn auch im kleineren Umfang, der Bressegraben vordringt (WALTER, 1992). Daraufhin einsetzende Hebung im mittleren Miozän und Messinian führen erneut zu großflächiger Erosion der tertiären Bedeckung (RIGASSI, 1990).

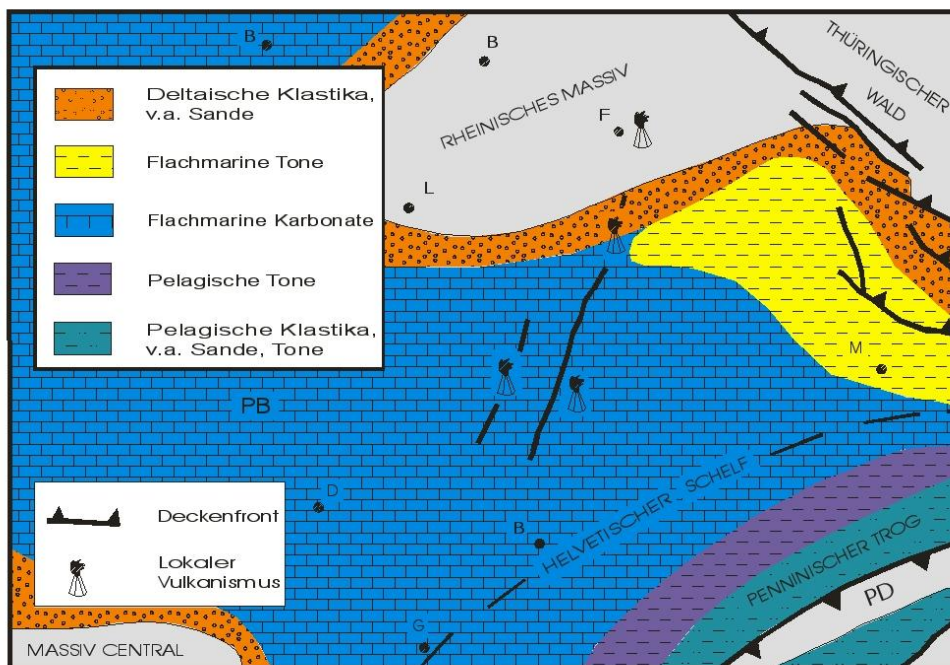
Die Bildung des heutigen Juragebirges setzt wahrscheinlich im oberen Miozän ein, als Hauptabscherhorizont dienten im Französischen Jura die mächtigen Evaporite des Keuper. Das Ende der Jurafaltung lässt sich durch Ablagerung pliozäner Sedimente auf „Juradecken“, die auf den östlichen Bressegraben überschobener wurden, datieren (ZIEGLER, 1990).

#### Quartär

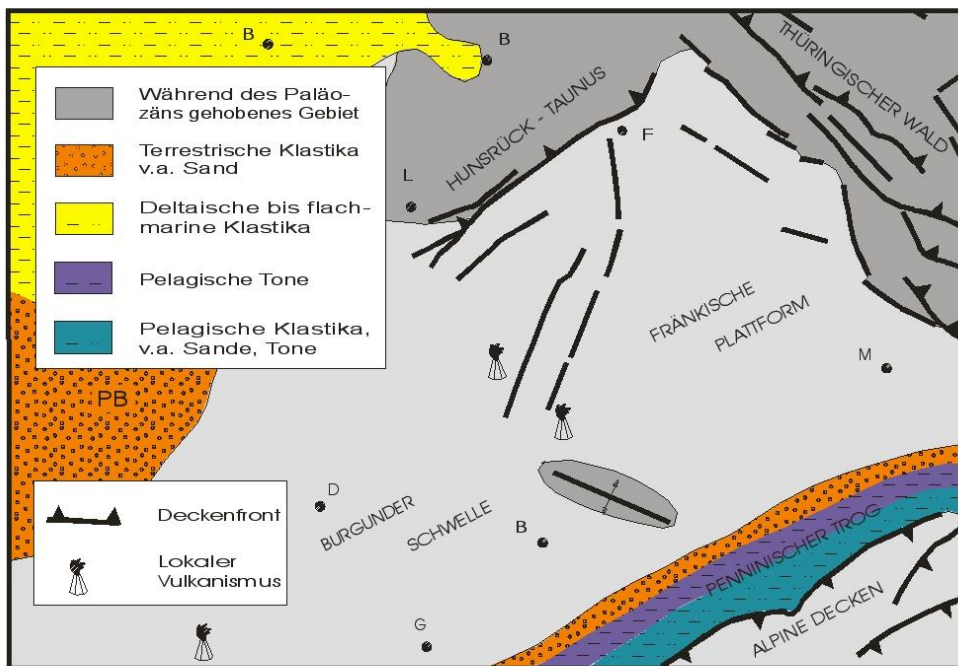
Nach bereits im Pliozän beginnender Heraushebung und Abtragung sind im Pleistozän große Bereiche des höherliegenden Faltenjura zumindest in der Reiß- und Würmeiszeit, vergletschert. Die weitere Formung der Landschaft erfolgte dann im Holozän (DEBRAND et al., 1984).



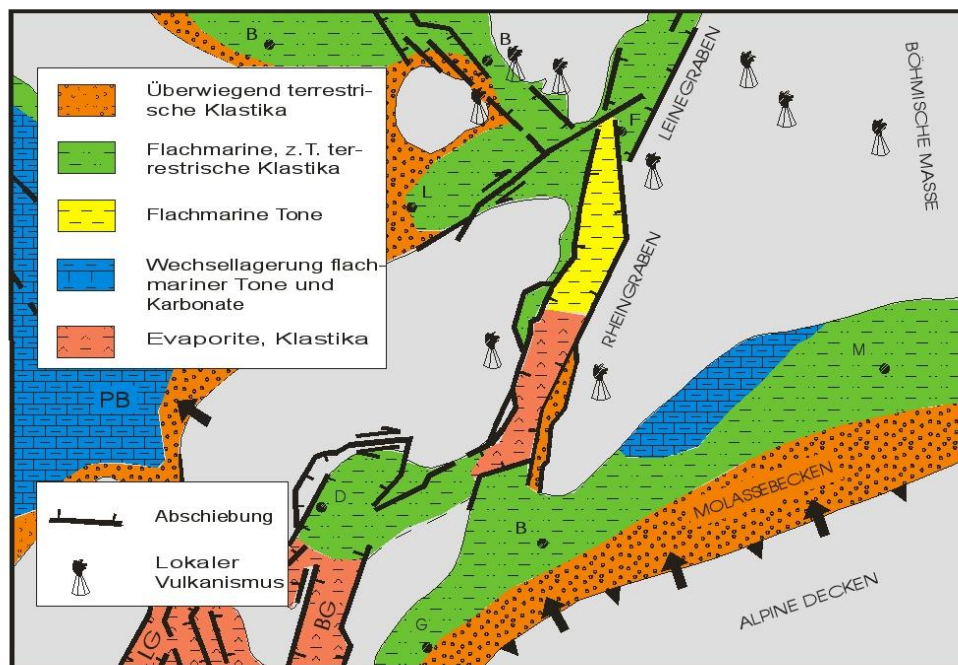
**Bild 3-7:** Paläogeographische Situation zur Zeit des Apt-Alb. PB: Pariser Becken, Ortsnamen entsprechend **Bild 1-2**, nach ZIEGLER (1990)



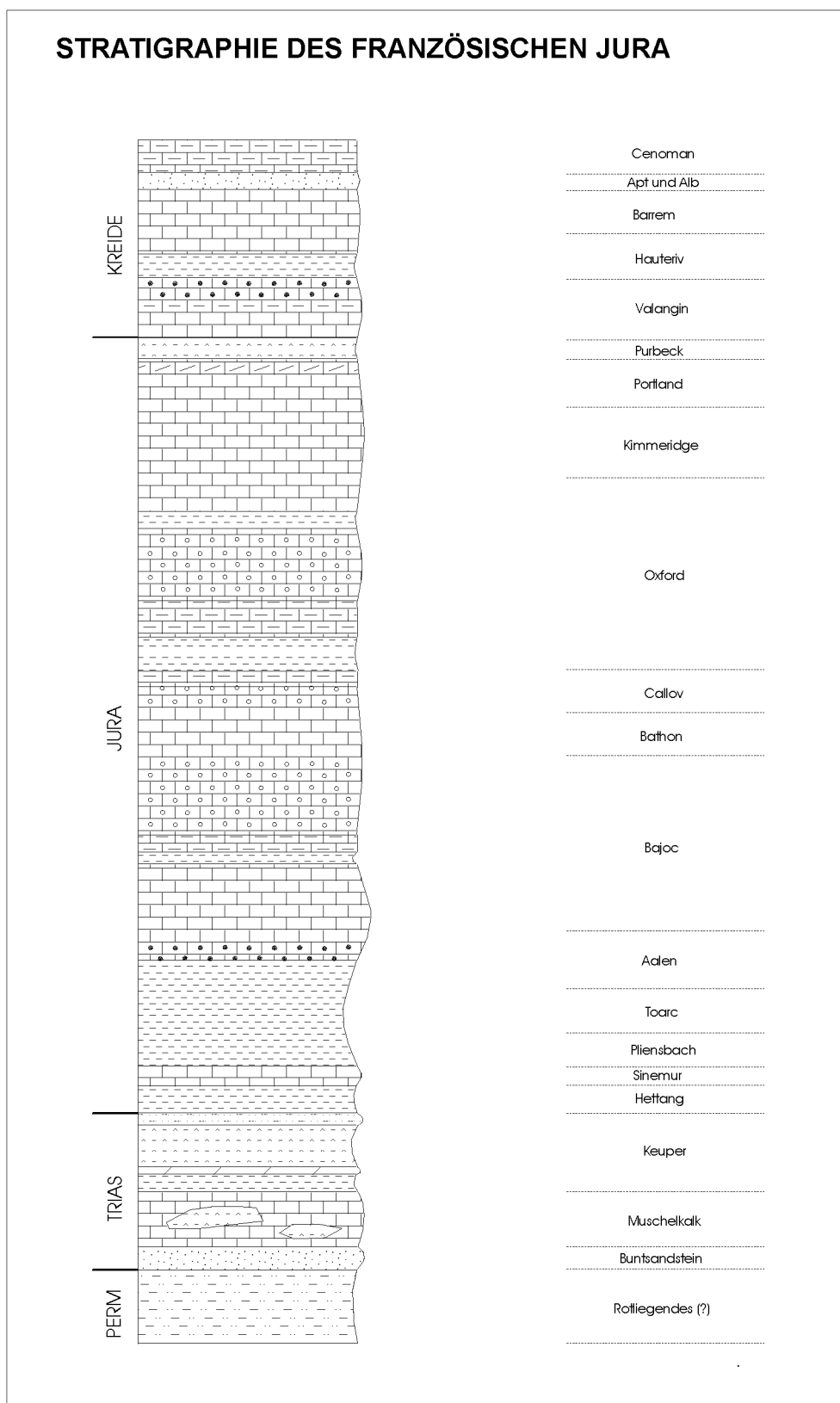
**Bild 3-8:** Paläogeographische Situation an der Kreide-Tertiär-Grenze. PB: Pariser Becken, PD: Penninische Decken, Ortsnamen entsprechend **Bild 1-2**, nach ZIEGLER (1990).



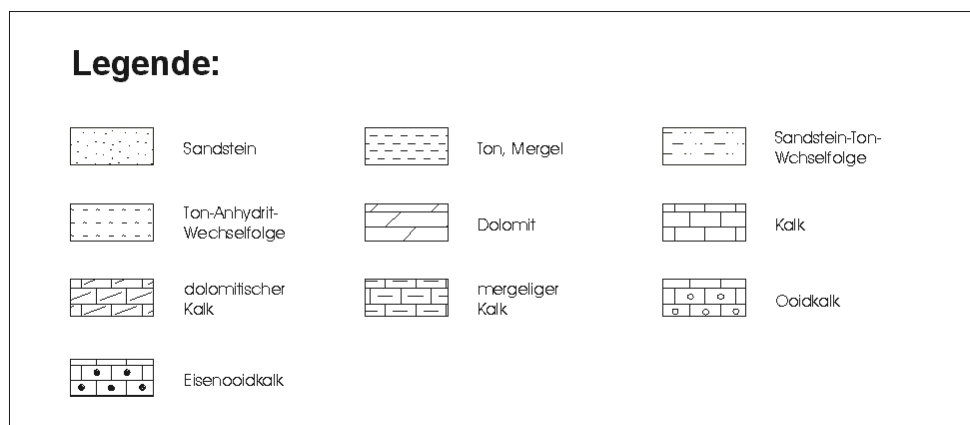
**Bild 3-9:** Paläogeographische Situation zur Zeit des oberen Paläozän. PB: Pariser Becken, Ortsnamen entsprechend **Bild 1-2**, nach ZIEGLER (1990).



**Bild 3-10:** Paläogeographische Situation zur Zeit des Oligozän. Abkürzungen entsprechend **Bild 1-2**, nach ZIEGLER (1990).



**Bild 3-11:** Stratigraphisches Säulenprofil des Französischen Juragebirges, erweitert nach BOULLIER und BULLE (1982). Legende siehe nächste Seite (**Bild 3-12**). Die Einordnung lokaler und regionaler lithostratigraphischer Einheiten bzw. veralteter chronostratigraphischer Begriffe ist in **Anhang K** und **Tabelle 7.2** näher beschrieben.



**Bild 3-12:** Legende zum stratigraphischen Säulenprofil aus **Bild 3-11**.

### 3.1.2 Geologische Entwicklung der Molasse und der Subalpinen Ketten

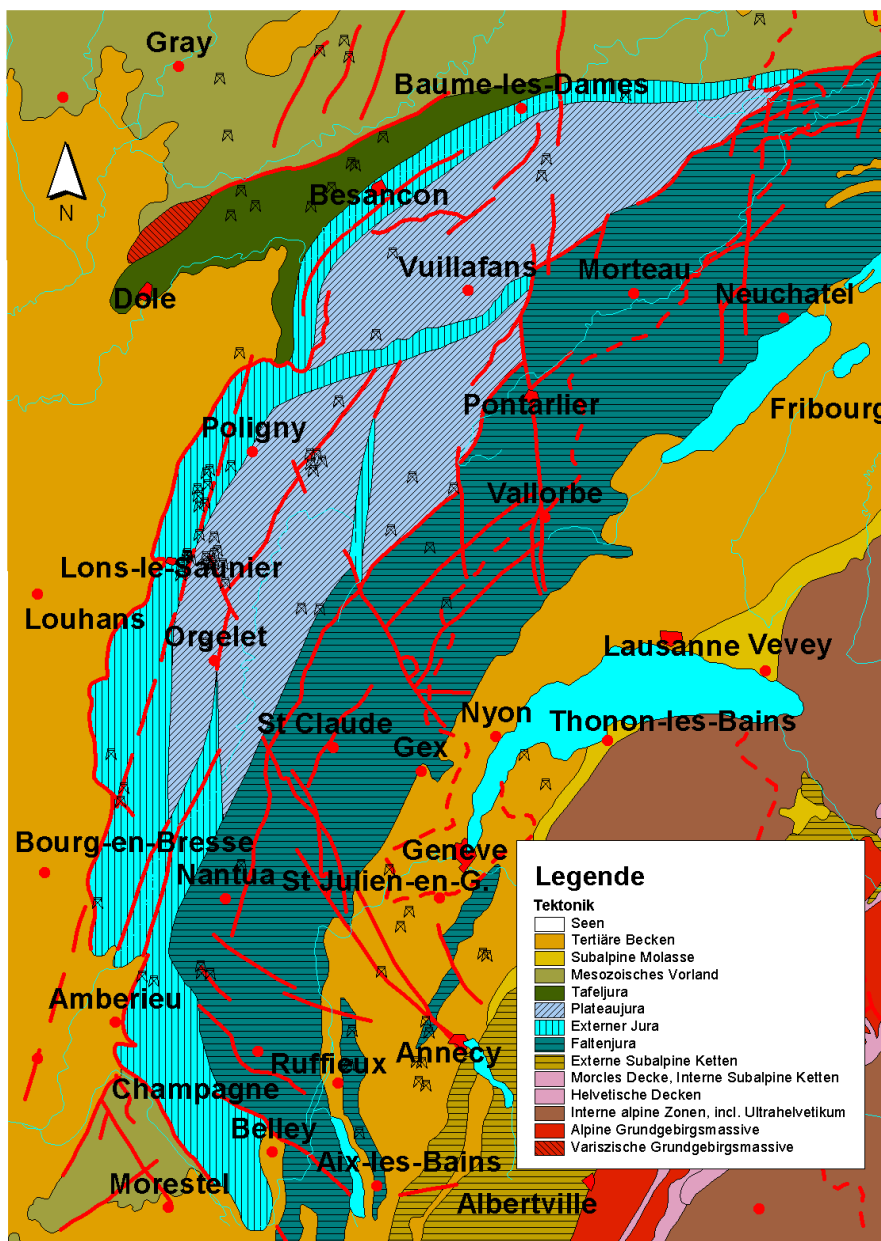
Während große Teile der westlichen Molasse bis ins Tertiär hinein den gleichen Ablagerungsbedingungen wie der Jura unterworfen waren, zeigen die Subalpinen Ketten (oder „Chaînes Subalpines“) seit der Trias eine eigenständige Entwicklung. Die Mächtigkeit der triassischen Evaporite ist im Jura am größten, nimmt nach Süden bzw. Südosten zur Molasse hin ab und geht in den „Chaînes Subalpines“ auf Null zurück. Diese Beobachtung ist durch verstärkte Subsidenz des Burgunder Trogs gegenüber dem Helvetikum (Ablagerungsraum der Subalpinen Ketten) in der Trias zu erklären (RIGASSI, 1990). Im Jura besteht eine klare Trennung zwischen den Flachwasserkarbonaten und Mergeln des zukünftigen Juragebirges und der Molasse und den pelagischen Sedimenten des Helvetischen Raumes (GUELLEC et al., 1990a). Obwohl die Kreide keine wesentlichen Unterschiede zur vorausgehenden Jurazeit aufweist, ver-

schwimmen die klaren Grenzen, die Ablagerungsräume von Juragebirge, Molasse und Subalpinen Ketten gehen kontinuierlich ineinander über (DETRAZ und MOJON, 1989). Die „Chaînes Subalpines“ entstehen, wie auch der Jura, im Lauf des Tertiärs (Oligozän bis Miozän) infolge der Kompression, die zur Bildung der Alpen führt. Den sich daraus ergebenden geringen Sedimentmächtigkeiten dieser Ablagerungsräume im Tertiär stehen ca. 2500 bis 3000m mächtige Sedimente des Molassebeckens gegenüber, das seit dem unteren Oligozän vor dem Alpenbogen absinkt (DEBRAND et al., 1984).

### 3.2 Tektonischer Überblick

Der Französische Jura als tektonische Großeinheit wird im Westen vom Bressegraben, im Nordwesten vom mesozoischen Vorland, im Norden von den Vogesen und im Nordosten vom Rheingraben begrenzt, nach Südosten taucht er unter der Molasse ab.

## Französischer Jura - Tektonische Übersicht



Projektion: Lambert II étendu  
 Ellipsoid: Clarke 1880  
 Nullmeridian: 2°20'14,025 (Paris)

25 0 25 50 Kilometers

Quelle: Memoires du B.R.G.M. 125/126,  
 Synthèse géologique du sud-est de la France  
 (Debrand et al., 1984)

Christian Strobl, 10 April 2006

**Bild 3-13:** Tektonische Übersichtskarte des Französischen Juragebirges (nach CHAUVE et al., 1980). Die schwarzen Bohrturmsymbole zeigen die Lage der in dieser Arbeit verwendeten Bohrungen (zur Lage der Bohrungen s.a. Anhang A).

An seinem Süde, nördlich von Grenoble, vereinigt sich der Bogen des Französischen Jura mit den Subalpinen Ketten, an seinem Ostende geht er nahtlos in den Schweizer Jura über. Sein Streichen variiert von NW-SE im Nordwestteil über nahezu N-S im Mittelteil bis NE-SW kurz vor der Vereinigung mit den Subalpinen Ketten im Süden.

Die Einteilung des Französischen Jura erfolgt gemäß CHAUVE und AUBERT, 1975 in drei Einheiten:

- (1) „Zones Préjurassiennes“ oder Tafeljura
- (2) „Jura Externe“
- (3) „Jura Interne“ oder „Haute Chaîne“ („Haut-Jura“)

Die deutschen Begriffe „Plateau- und Faltenjura“ decken sich nicht direkt mit den französischen, der Begriff „Faltenjura“ umfasst den „Jura Externe“ und den „Jura Interne“ während der Plateaujura einen Teil des „Jura Externe“ darstellt.

Mit Tafeljura wird im allgemeinen das mesozoische Vorland des Jura bezeichnet, das die Grenzzone zwischen dem Vorland der Alpen und der stabilen Plattform des variszischen Mitteleuropa bildet. Infolge der geringen Mächtigkeit triassischer Evaporite kam es hier zu keiner Abscherung. Die hauptsächlichen tektonischen Elemente sind nahezu N-S-streichende Extensionsbrüche. Zum Tafeljura gehören in Frankreich v.a. das „Plateau de la Haute-Saône“ im Nordwesten und die „Ile Crémieu“ im Südwesten (CHAUVE und AUBERT, 1975).

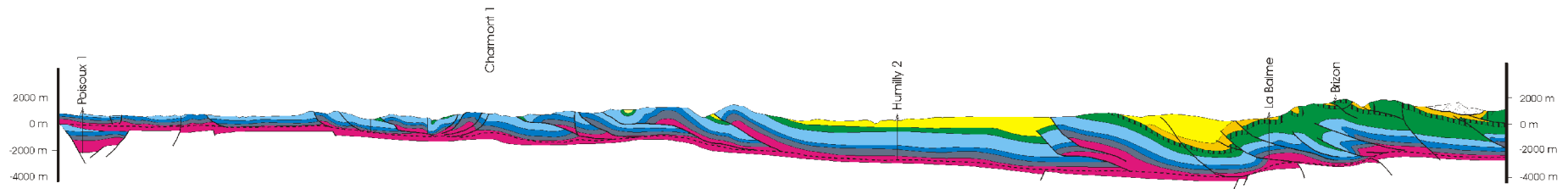
Der „Jura Externe“ besteht aus zwei Einheiten, dem Französischen Plateaujura und dem „Faisceaux“. Bei dem Plateaujura handelt es sich um ein komplex aus mehreren Großschollen zusammengesetztes Gebiet. Die einzelnen Schollen sind in sich wenig gefaltet und voneinander durch enge, intensiv verfal-

tete und gestörte Deformationsgürtel getrennt, die nahezu N/NNE streichen. Nach Osten bzw. Südosten wird der Plateaujura durch den „Haute Chaîne“, nach Westen bzw. Nordwesten durch den „Faisceaux“ begrenzt.

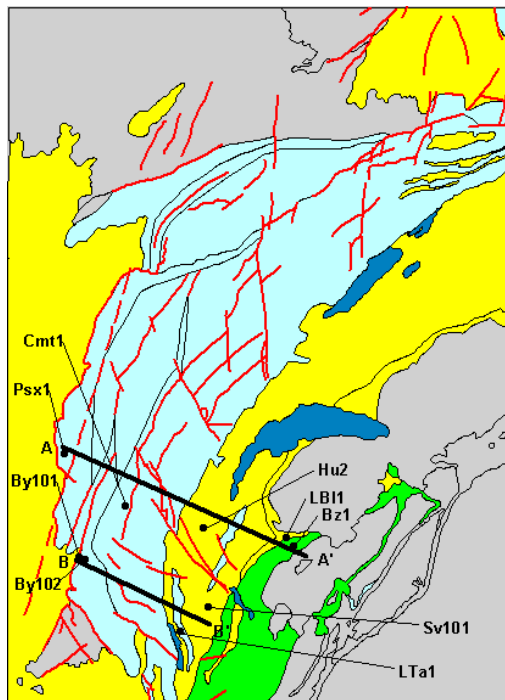
Der „Faisceaux“, als äußerste Begrenzung des Französischen Jura zum Bressegraben hin, ist durch die Abscherung des Deckgebirges auf Triasevaporiten gekennzeichnet. Hier wurde der Jura auf den Bressegraben überschoben, die Überschiebungsbeträge reichen bis zu 10 km. Zahlreiche Lokalnamen von „Faisceau d' Ambérieu“ im Süden bis „Lomont“ im Norden erschweren die Übersicht (RIGASSI, 1990).

Der „Jura Interne“ oder „Haute Chaîne“ liegt am Nordwestrand der Molasse und bildet in gewisser Hinsicht das Rückgrat des Juragebirges. In seinem Gebiet ist die Mächtigkeit der Trias, die mit ihren Evaporiten im ganzen Jura den Hauptabscherhorizont bildet, am größten. Die Abscherung des Deckgebirges führte hier, neben der Ausbildung von zahlreichen Überschiebungen, zu intensiver Verfallung. Außer den oft erwähnten Kofferfalten finden sich NW-vergente und in geringerem Umfang auch SE-vergente Falten. Viele Falten besitzen in ihrem Kern eine blinde Überschiebung (cf. „fault propagation fold“). Neben Überschiebung und Verfallung bewirkte die vermutlich NW-SE-gerichtete Kompression die Entstehung eines konjugierten Schersystems diagonal zu den Faltenachsen. Die hierbei bevorzugt ausgebildeten, fast N/NNE-streichenden, sinistralen Lateralverschiebungen führen zu einer Zerstückelung der Faltenachsen, die fast E-W-verlaufenden, dextralen Blattverschiebungen sind im Vergleich von geringer Bedeutung (TRÜMPY, 1980).

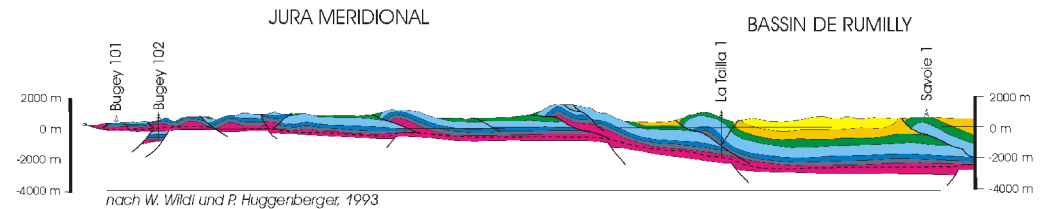
Die Profile in **Bild 3-14** und **Bild 3-15** geben einen schematisierten Überblick über den Bau des Französischen Juragebirges.



**Bild 3-14:** NW-SE-Profil durch den südlichen Französischen Jura (A-A'). Perm – violett, unterer Jura – dunkelblau, oberer Jura – hellblau, Kreide – grün, Paläogen – orange, Neogen – gelb. Bild nach WILDI und HUGGENBERGER (1993).

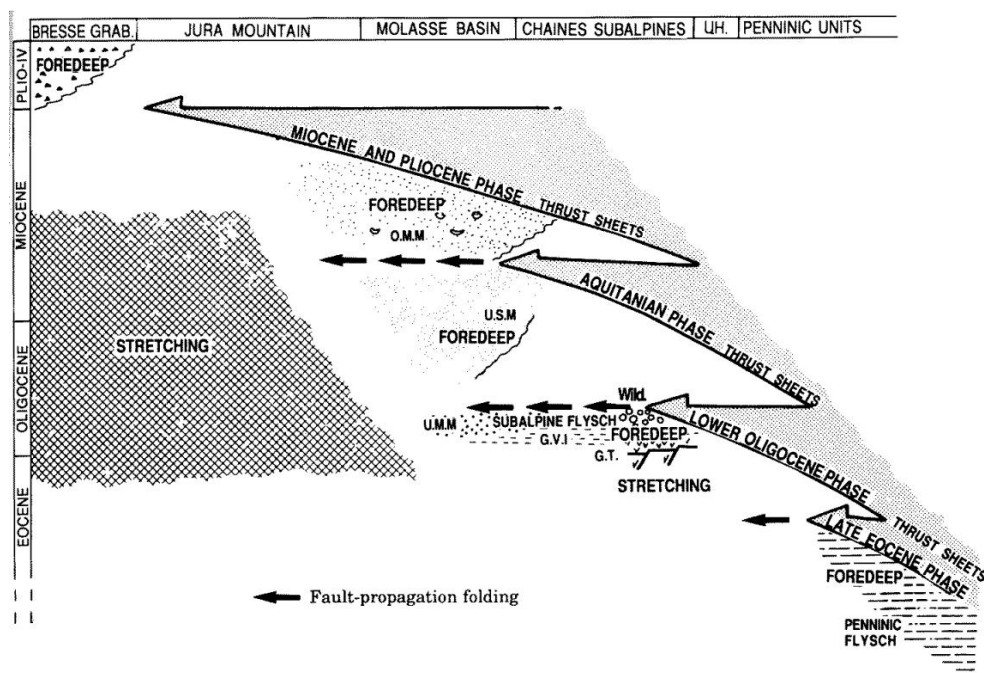


**Bild 3-16:** Lage der Profilschnitte A-A' und B-B' aus **Bild 3-14** und **Bild 3-15**.



**Bild 3-15:** NW-SE-Profil durch den südlichen Französischen Jura (B-B'). Perm – violett, unterer Jura – dunkelblau, oberer Jura – hellblau, Kreide – grün, Paläogen – orange, Neogen – gelb. Bild nach WILDI und HUGGENBERGER (1993).





**Bild 3-17:** Zeitlicher Verlauf unterschiedlicher Kompressionsstadien im Penninikum, im Ultrahelvetikum (UH), den Subalpinen Ketten, dem Molassebecken, dem Jura und dem Bressegraben während des Jungtertiärs. Bild aus GUELLEC et al., 1990a).

Die Trennung in den relativ unverfalteten „Jura Externes“ im Nordwesten und in den tektonisch wesentlich stärker beanspruchten „Haute Chaîne“ ist ebenso deutlich zu erkennen wie das Einfallen des Grundgebirges nach Südosten. Auf die verschiedenen Theorien zur Entstehung des Jura wird hier nur kurz eingegangen, da sie für die Arbeit von geringer Bedeutung sind. Im wesentlichen drehen sich alle Entstehungstheorien um die Frage, wo die Einengung des Deckgebirges ihre Entsprechung im Grundgebirge hat.

Nach der Fernschubhypothese findet sich die Ursache der Jurafaltung in den Alpen. Die Extension beim Aufstieg des Aarmassivs liefert den Schub, der durch die als rigider Block wirkende Schweizer Molasse auf den Jura übertragen wird (LAUBSCHER, 1961a). Als Alternative zu dieser „allochthonen Lösung“ bietet Pavoni eine „autochthone Möglichkeit“ der Entstehung: Seitenverschiebungen im

Grundgebirge sollen hier die Faltung des Deckgebirges induzieren (PAVONI, 1961). Als weitere Erklärung wäre auch eine Kompensation der Deckgebirgseinengung durch eine flach nach Südosten einfallende Überschiebung im Grundgebirge denkbar (ZIEGLER, 1990).

Entscheidend für die Modellierung ist der zeitliche Verlauf bzw. der Ansatz der unterschiedlichen tektonischen Phasen in den jeweiligen tektonischen Einheiten. Aus **Bild 3-17** (GUELLEC et al., 1990a) ergibt sich folgender zeitlicher Verlauf:

- **Subalpine Ketten:** oberes Oligozän (Aquitain = 23,8 Ma)
- **Molasse:** mittleres Miozän (Serravall = 14,8 Ma)
- **Jura:** oberes Miozän (Messin = 7,1 Ma)

## **Zusammenfassung**

Die regionale Geologie des Französischen Jura gebirges ist für die geodynamischen Untersuchungen im Rahmen der nachfolgenden Beckenanalyse von großer Bedeutung. Die geologische Entwicklung im Arbeitsgebiet lässt sich in sieben tektono-stratigraphische Abschnitte gliedern:

### **1) Basement (Unter-Karbon)**

#### **Variszische Orogenese**

Während des Unterkarbons erfolgt die Kollision zwischen Laurasia und Gondwana, die zur Bildung des Großkontinents Pangäa führt. Dieses als Variszische Orogenese bekannte Ereignis bildet das spätere Grundgebirge von ganz Mitteleuropa. Im Arbeitsgebiet kommt es zur Bildung von regionalmetamorphen Gneisen und synorogenen Graniten (ZIEGLER, 1990).

### **2) Paläozoisches Synrift-Stadium (Spätes Karbon bis Ende Perm: 305 – 250 Ma)**

#### **Postorogener Kollaps des variszischen Orogens**

Die Ausbildung eines Systems NE-SW-streichender, dextraler Transformstörungen bewirkt schon im Oberkarbon eine Verbindung der Subduktionszone der Appalachen mit der des Urals. An diese Transformstörungen gekoppelt entstehen in diesem Gebiet eine Vielzahl von Gräben und Pull-Apart-Becken. Unter tropisch-humiden Bedingungen werden in diesen Gräben eine Vielzahl limnischer Sedimente abgelagert, die infolge ihres hohen organischen Gehalts gute Erdölmuttergesteine bilden.

Die weiter absinkenden intramontanen Becken füllen sich im Perm mit dem Abtragungsschutt des variszischen Orogens. Die bereits mit der Bildung Pangäas begonnene Norddrift hat im Lauf des Perms einen Wechsel des Klimas zur Folge. Die humiden Sedimente des Oberkarbons und des beginnenden Perms werden von unter ariden Bedingungen abgelagerten Rotsedimenten abgelöst (DEBRAND et al., 1984; ZIEGLER, 1990).

### **3) Frühmesozoisches Postrift-Stadium (Frühe Trias bis Anfang Jura: 250 – 180 Ma)**

#### **Thermische Subsidenz während des Postrift-Stadiums**

Nach einer kurzen Erosionsphase erfasst die thermische Subsidenz, die typisch für das nun einsetzende Postrift-Stadium ist, weite Bereiche des europäischen Festlands. Im Bereich der permokarbonischen Rifts und Pull-Apart-Becken kommt es nun zur Bildung des großräumigen Germanischen Beckens<sup>12</sup>. Die überwiegend kontinental beeinflusste Sedimentation des Buntsandsteins ist Folge dieser Entwicklung.

Im Verlauf der mittleren Trias kommt es dann zu einer ersten marinen Transgression im Bereich des europäischen Kontinents. Nach der Ablagerung von Evaporiten im Keuper,

---

<sup>12</sup> Begrenzt wird das Germanische Becken nach SE durch das Vindelizisch-Alemannisches Land und nach NW durch das London-Brabanter Massiv (s.a. Bild 3-1 und WALTER, 1992).

entwickelte sich eine zweite Transgression im Rhät. Es wurden v.a. Sande und Kalke abgelagert, in der Regel überlagert von Tonschiefern (ENAY et al., 1980). Diese Entwicklung wird im unteren Jura fortgesetzt, geprägt durch die Ablagerung von Mergeln und dünnbankigen Klastika (ENAY et al., 1980).

#### 4) Passiver Kontinentalrand der Tethys (Mittlerer Jura bis Unter-Kreide: 180 – 100 Ma)

##### Passiver Kontinentalrand bei der Öffnung der Tethys

Ab dem mittleren Jura kommt es durch die beginnende Öffnung des Zentralatlantiks zu einer Umstellung des Spannungsfelds in ganz Mitteleuropa. Diese „Polarisation des europäischen Riftsystems“ (ZIEGLER, 1990) führt zu dem Absterben von vorwiegend NE-SW-streichenden Gräben, wie z.B. des Burgunder Trogs. Der Sedimentationsraum des Französischen Jura nimmt nun die Stellung des äußeren Schelfrandes der Tethys ein (ENAY et al., 1980).

Während des mittleren Jura wird die vorwiegend mergelige Sedimentation des unteren Jura durch die Ausbildung von Karbonatplattformen abgelöst, die nun einen weiten Bereich am helvetischen Schelf einnehmen. Im oberen Jura beginnt sich die Tethys wieder zu schließen. Der Höhepunkt der nun einsetzenden Regression ist die Heraushebung von Teilen des Arbeitsgebiets im Purbeck (oberes Portland bis Berrias). Vor allem der Norden des Arbeitsgebiets ist gekennzeichnet durch die Ausbildung einer großflächigen Erosion (ENAY et al., 1980).

Zu Beginn der Unterkreide setzt im gesamten Arbeitsgebiet eine Transgression ein. Die nun herrschenden Sedimentationsbedingungen gleichen denen der Jurazeit. Endpunkt dieser Entwicklung ist die Sedimentation der Urgon-Kalke ab dem obersten Hauterive. Die Urgon-Plattform ist die jüngste Plattform, die sich auf dem Ligurischen Schelf entwickelte (HUNT und TUCKER, 1993).

#### 5) Frühalpines Kompressionsstadium (Ober-Kreide bis Mittleres Eozän: 100 – 40 Ma)

##### Kompression im Rahmen der frühalpinen Kollision

Von der Oberkreide sind im Arbeitsgebiet nur Erosionsreste von marinem Cenoman, Turon und Senon<sup>13</sup> in Muldenkernen erhalten (z.B. GUILLAUME, 1966), so dass eine durchgehende Sedimentation bis an die Kreide-Tertiär-Grenze wahrscheinlich ist. Ausgenommen sind Teile des nördlichen Juragebirges, für die nach DEBRAND et al. (1984) eine Erosionszone im oberen Portland nachgewiesen ist, die sich bis ins Berrias erstreckt.

Durch die Kollision Afrikas mit Eurasien im Alttertiär kommt es zu einer Kippung der Helvetischen Plattform nach Süden bzw. Südosten. Während diese Kippung am Alpenrand zur Bildung des Molassebeckens ab dem oberen Eozän führen wird, bewirkt sie in einiger Entfernung, im Gebiet des heutigen Juragebirges, bereits im Verlauf des Paläozäns eine Hebung der Platte über den Meeresspiegel. Die hierauf im Eozän einsetzende Erosion trägt unter subtropischen Bedingungen in großen Teilen des Französischen Jura Gesteine bis in die Unterkreide und in den Malm ab.

---

<sup>13</sup> Es kam v.a. zur Ablagerung von Kreidesedimenten, die ursprünglich eine Mächtigkeit bis zu 500m hatten (OTTO, 1994).

**6) Tertiäres Synrift-Stadium (Spätes Eozän bis frühes Miozän: 40 – 15 Ma)**

**Unter dem Einfluss des mitteleuropäischen Riftsystems)**

Ab dem späten Eozän und während des Oligozäns gerät das Gebiet, zu diesem Zeitpunkt das sogenannte Burgunder Hoch, unter den Einfluss des mitteleuropäischen Riftsystems. Zu diesem gehören der Rheingraben im Nordosten und der Bressegraben im Westen des Arbeitsgebietes. Im Südosten befindet sich seit dem oberen Eozän das absinkende Molassebecken vor dem aufsteigenden Alpenorogen.

Die Grenze des von Südosten her zum Juragebiet vorstoßenden Molassemeeres deckt sich im Spätoligozän/Frühmiozän mit der heutigen Südostgrenze des Faltenjura. Erst ab dem höheren Oligozän transgrediert die Obere Meeressmolasse in weite Teile des Arbeitsgebietes von Osten, während von Westen, wenn auch im kleineren Umfang, der Bressegraben vordringt (WALTER, 1992). Daraufhin einsetzende Hebung im mittleren Miozän und Messinian führen erneut zu großflächiger Erosion der tertiären Bedeckung (RIGASSI, 1990).

**7) Spätalpines Kompressionsstadium (Mittleres Miozän bis heute: 15 – 0 Ma)**

**Entstehung des Jurabogens und Inversion der angrenzenden Grabenstrukturen**

Die Bildung des heutigen Juragebirges setzt im oberen Miozän als Folge fortgesetzter alpiner Kollision ein. Als Hauptabscherhorizont dienten im Französischen Jura die mächtigen Evaporite des Keupers. Das Ende der Jurafaltung lässt sich durch Ablagerung pliozäner Sedimente auf „Juradecken“, die auf den östlichen Bressegraben überschoben wurden, datieren (ZIEGLER, 1990).

Bereits im Pliozän beginnt die Heraushebung und Abtragung des Juragebirges. Im Pleistozän sind große Bereiche des höherliegenden Faltenjura, zumindest in der Riß- und Würmeiszeit, vergletschert. (DEBRAND et al., 1984).

## 4 Aufbau der Datenbasis

### 4.1 Ausgangsdatenbestand

Der analoge Ausgangsdatenbestand lässt sich in Primär- und Sekundärdaten gliedern. Während Primärdaten direkt (im Gelände oder im Labor) erhobene Daten darstellen, handelt es sich bei Sekundärdaten um abgeleitete oder aufbereitete Daten. Sekundäre Daten entstehen z.B. durch eine statistische Aufbereitung oder eine kartographische Darstellung (BARTELME, 1995; BILL, 1999; CHRISMANN, 1997; KLEMMER und SPRANZ, 1997; SAURER und BEHR, 1997).

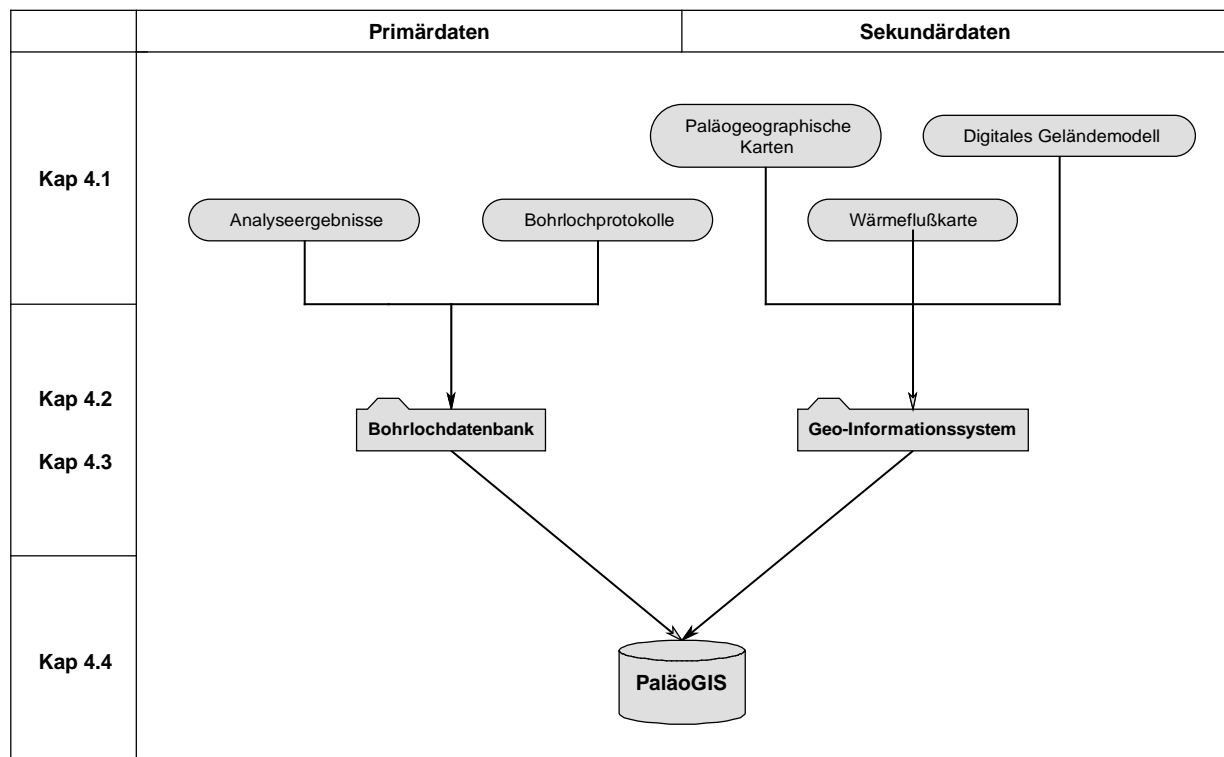
Insgesamt lässt sich die Datenbasis, auf der diese Arbeit beruht, in folgende Hauptbereiche unterteilen:

#### Primärdaten (Kapitel 4.2):

- Bohrlochprotokolle (v.a. auf Microfiches)
- Analyseergebnisse ( $C_{org}$ , Pyrolyse, Vitrit, s.a. **Kapitel 3**)
- Digitales Geländemodell (USGS, 2001)

#### Sekundärdaten (Kapitel 4.3)

- Paläogeographische Karten (DEBRAND et al., 1984)
- Tektonische Karte (CHAUVE et al., 1980)
- Wärmeflussdaten (GABLE, 1979)



**Bild 4-1:** Die Integration aller analogen Ausgangsdaten (Paläogeographische Karten, Wärmeflusskarte, Digitales Geländemodell, Bohrlochprotokolle und Analyseergebnisse) erfolgte in dem eigens zu diesem Zweck entwickelten Geo-Informationssystem PaläoGIS.

## 4.2 Erfassung der Primärdaten

Grundlage der Untersuchungen bildeten ca. 100 Tiefbohrungen, die im Arbeitsgebiet seit den fünfziger Jahren durch die Erdölindustrie durchgeführt wurden. Die Bohrlochprotokolle wurden freundlicherweise von der Firma PETROCONSULTANTS C.A., Genf, zur Verfügung gestellt. Sie liegen z.g.T. in Form von Mikrofiches vor und beinhalten neben einer detaillierten Stratigraphie und Lithologie auch die Aufzeichnung geophysikalischer Bohrlochmessungen (Neutron-Log, Sonic-Log, Density-Log, Gamma-Ray-Log). Bezüglich Herkunft und Datenqualität lassen sich folgende vier Typen von Bohrlochprotokollen unterscheiden:

- LF = Log Fundamental
- V = Veröffentlichung
- L = Log
- DP = Database Petroconsultants

Das Log Fundamental (LF) ist ein ausführlicher Bohrbescrieb, der in der Regel die Grundlage für die weiteren Typen bildet. Eine veröffentlichte Bohrung (V) ist in den meisten Fällen gut ausgearbeitet, aber wesentlich weniger detailliert als das Log Fundamental. Bei einem regulären Log (L) ist ebenfalls eine stratigraphische Beschreibung, die aber wesentlich kürzer und ungenauer ist als die beiden ersten Typen. Am ungenauesten sind schließlich die Bohrlochausdrucke, die aus der Datenbank der Firma PETROCONSULTANTS C.A., Genf stammen (DP). Dies liegt v.a. daran, dass es sich hierbei um stark gekürzte, formalisierte und schon mehrfach interpretierte Informationen handelt. Die vom Log Fundamental (LF) über Veröffentlichungen (V) und Logs (L) bis zum Datenbankausdruck (DP) abnehmende Qualität wurde bei

Analyse und Modellierung im weiteren Verlauf der Arbeit berücksichtigt.

Die Auswertung der Bohrlochprotokolle erfolgte nach folgenden Kriterien:

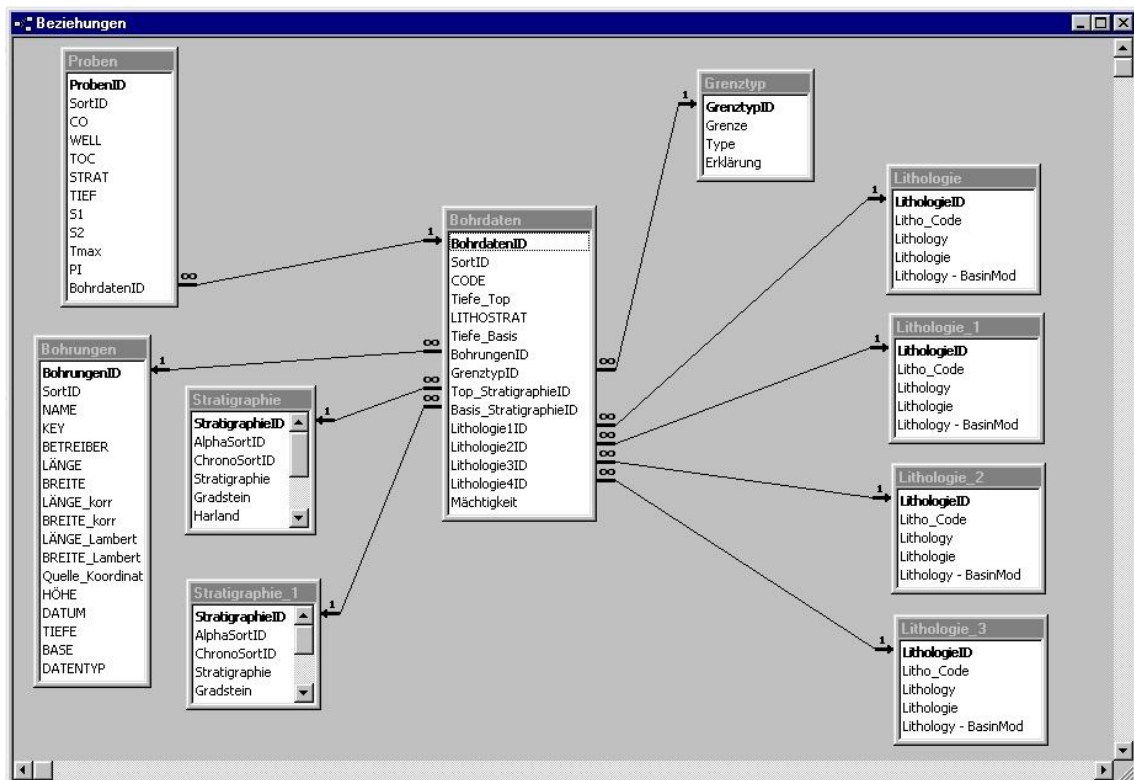
- Lithostratigraphie
- Lithologie (Haupt- und Nebolithologie)
- Art der Gesteinsgrenze
- Teufe der Schichtobergrenze
- Teufe der Schichtuntergrenze
- Stratigraphie der Schichtobergrenze
- Stratigraphie der Schichtuntergrenze

Insgesamt wurden 89 Bohrungen ausgewertet. Die Anzahl der ausgewerteten Schichten beläuft sich auf 1290. Zur weiteren Auswertung erfolgte die Aufnahme der Bohrdaten in einer Access-Datenbank (s.a. **Bild 4-2**). Das Datenmodell liegt nach CODD (1970), CODD (1990) und ZEHNDER (1998) in der dritten Normalform vor.

Stratigraphie, Lithologie und Art der Gesteinsgrenze wurden mit Hilfe von Schlüssel-listen referenziert. Dieser Mehraufwand bei der Konzeption der Datenbank wird durch eine größere Flexibilität bei Pflege und Wartung des Datenbestands sowie durch eine geringere Fehlerquote (v.a. Rechtschreibfehler) ausgeglichen (s.a. **Bild 4-3**).

Die in **Kapitel 3** beschriebenen Ergebnisse aus dem Bereich der organischen Geochemie (Corg-, Pyrolyse- und Vitrinitwerte) wurden in einem eigenen Datenbereich in der Datenbank aufgenommen. Dabei musste berücksichtigt werden, dass einer Schicht mehrere Proben entnommen sein können. Dies bedeutet datenbanktechnisch, dass jedem Schichtdatensatz kein Probendatensatz, ein Probendatensatz oder mehrere Probendatensätze zugeordnet sein können.

**Bild 4-2:** Die Abbildung zeigt die Erfassungsmaske für die Schichtdaten der Bohrlochdatenbank.



**Bild 4-3:** ERM-Diagramm nach CHEN (1976) für die Bohrlochdatenbank. Die mehrfache Existenz der Tabellen für Stratigraphie und Lithologie ergeben sich aus einer Eigenheit von Microsoft© Access

### 4.3 Erfassung der Sekundärdaten

Während Bohrungen und Analysewerte die direkte Grundlagen für die Modellierung der Subsidenz bilden, dienen paläogeographische Karten zur Ergänzung von Informationen, die in der Bohrung nicht vorhanden sind. Zu diesem Zweck wurden aus 47 Karten des BRGM-Atlases von Südost-Frankreich (DEBRAND et al., 1984) digitalisiert. Diese umfassen den Zeitraum vom Perm bis ins Quartär. Aus der gleichen Quelle stammen die Karten für das Grundgebirge sowie eine geologische Karte. Außerdem wurden eine tektonische Karte des Untersuchungsgebietes (CHAUVE et al., 1980) sowie eine Wärme-flusskarte von Frankreich (GABLE, 1979) erfasst.

Die Digitalisierung umfasste folgende Arbeitsschritte:

- **Scannen der Karten:** Die Karten wurden in einem ersten Schritt mit 300 DPI eingescannt.
- **Georeferenzierung der gescannten Karten:** Die gescannten Karten wurden mit folgenden Parametern georeferenziert:

#### Ellipsoid-Parameter:

<i>Name:</i>	Clarke 1880
<i>Äquatorradius:</i>	6.378.249,2 m
<i>Polradius:</i>	6.356.515,0 m
<i>Exzentrizität:</i>	0,082483256763
<i>Abflachung:</i>	0,003407549520

#### Koordinatensystem:

<i>Name:</i>	Lambert II etendu
<i>Länge des Ursprungs</i>	0 gr
<i>Breite des Ursprungs</i>	52 gr
<i>1 Standardparallele</i>	52,9955716 gr
<i>2 Standardparallele</i>	50,9987988 gr
<i>False Easting</i>	600.000 m
<i>False Northing</i>	2.200.000 m

#### Meridian von Paris

Der Ursprung der Längengrade ist der Meridian von Paris ( $2,337229^{\circ}\text{E} = 2^{\circ}20'14,025 = 2,5969213\text{gr}$  (im NTF geodetic system)). Dies ist die Abweichung des "Grand Circle Meridien" des Pariser Observatoriums vom Greenwich Meridian (HOOIJBERG, 1997).

- **Digitalisierung der georeferenzierten Karten:** Die Geometrien der georeferenzierten Karten wurden, mittels Bildschirmdigitalisierung erfasst. Dabei wurde besonderer Wert auf die Trennung des ursprünglichen Karteninhalts nach Informationsebenen (z.B. Lithologie, Fazies, Ablagerungsraum, Störungen) gelegt. Diese erst ermöglicht die gezielte Abfrage dieser Parameter während der nachfolgenden Auswertung.
- **Attributierung der digitalisierten Karten:** Als letzter Schritt wurden die digitalisierten Geometrien attribuiert. Dies bedeutete für den Fall der paläogeographischen Karten die Erfassung der Kartenrandlegende in Tabellen (im Fall des Shape-Files handelt es sich hier um Dbase IV-Dateien). Besonderer Wert wurde hierbei auf einer möglichst genauen Übertragung der fachlichen Inhalte gelegt, die in der Kartenrandlegende oft nur implizit (z.B. durch Gruppierungen und Überschriften) vorhanden sind.

### 4.4 Integration von Primär- und Sekundärdaten in einem GIS

Die gemeinsame Basis von Primär- und Sekundärdaten ist ihr Raumbezug. Eine Integration beider Datenbereiche in einem Geoinformationssystem erlaubt einen gemeinsamen, georeferenzierten Zugriff auf diese Datenbereiche. Zu diesem Zweck wurde eine



ArcView-Extension mit dem Namen PaläoGIS entwickelt, die folgende Funktionen umfasst:

- Interaktive Kombination von Primär- und Sekundärdaten
- Direkter Zugriff auf die Datenbank mittels SQL-Abfragen
- Durchführung einer Virtuelle Bohrung<sup>14</sup>
- Automatisierte Attributierung von Punkten (z.B. Bohrungen) auf Basis von Vektor- und Rasterdaten
- Automatische Kartengenerierung

Die Haltung aller georeferenzierten Daten in einem Geo-Informationssystem bietet eine große Anzahl neuer Möglichkeiten und Vorteile im Umfeld der Beckenanalyse. Als Hauptziel kann hierbei die Ergänzung von fehlenden Bohrungsdaten aus dem gesamtgeologischen Kontext des PaläoGIS gesehen werden. Dies bedeutet, dass z.B. Kernaussfälle im Bereich bestimmter stratigraphischer Horizonte durch den direkten Vergleich mit den entsprechenden paläogeologischen Karten ergänzt werden können. In ähnlicher Weise kann entschieden werden, ob es sich bei fehlenden stratigraphischen Einheiten um Erosionsdiskordanzen oder um Sedimentationslücken handelt. Alle diese Informationen beruhen natürlich auf Veröffentlichungen (v.a. DEBRAND et al., 1984) und können auch ohne den Einsatz eines Geo-Informationssystems bei der Modellierung der Subsidenzgeschichte berücksichtigt werden. Aber erst die Integration aller Daten in ein System erlaubt einen effizienten Zugriff für eine flächenhafte Auswertung und erhöht somit wesentlich die Qualität der Modellierung.

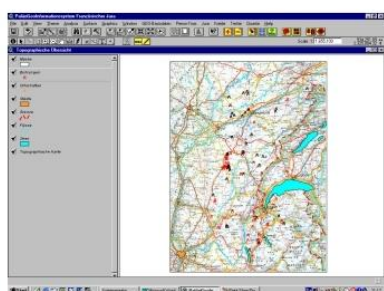
---

<sup>14</sup> Unter einer virtuellen Bohrung wird in diesem Fall der Vorgang verstanden, der zu einem beliebigen Punkt innerhalb des Arbeitsgebietes alle Schichtdaten aus den unterschiedlichen Informationsebenen des PaläoGIS in ein Bohrloch-Log schreibt.

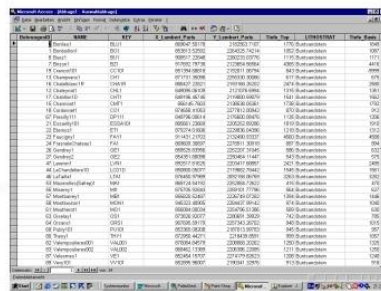
Die digitale Datenbasis erlaubt weiterhin, eine Vielzahl unterschiedlicher Eingangsparameter für die Modellierung zu testen. Diese unterschiedlichen Eingangsparameter bilden die Grundlage für die Durchführung der „Sensitivity Analysis“. Unter „Sensitivity“ versteht man in diesem Zusammenhang die Änderungsrate des Endergebnisses (der Modellierung) in Abhängigkeit von den unterschiedlichen Eingangsparametern (POELCHAU et al., 1997). Eine solche Variation der Eingangsparameter stellt z.B. der Einsatz unterschiedlicher Zeitskalen (HAQ et al., 1987; HARLAND et al., 1990; GRADSTEIN und OGG, 1996; GRADSTEIN et al., 2004; s.a. **Kapitel 6**) dar. Ein Wechsel der unterschiedlichen Zeitskalen für die Erstellung von Exportdateien für das Modellierungsprogramm BasinMod© erfordert einen nur sehr geringen Arbeitsaufwand. Die Ursache hierfür liegt an dem Datenmodell der Bohrlochdatenbank, das einen Einsatz unterschiedlicher Zeitskalen unterstützt. Das gleiche gilt für die Unterstützung unterschiedlicher Nomenklaturen für Lithologie und Stratigraphie (deutsche, französische und BasinMod-spezifische Begriffe).

Der Vorteil, alle Daten im PaläoGIS vorzuhalten, liegt in der Unterstützung von Arbeitsabläufen, wie sie im Rahmen einer Beckenanalyse auftreten. Dies soll im folgenden an einem exemplarischen Arbeitsablauf (**Bild 4-4**) verdeutlicht werden:

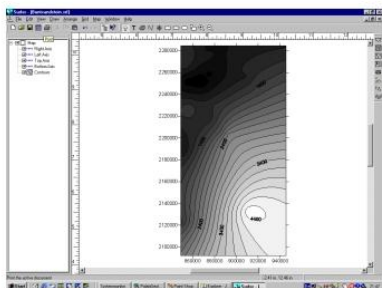
- Selektion aller Bohrungen, die den Buntsandstein erreicht haben
- Ermittlung der Tiefe für die Oberfläche des Buntsandsteins (im m.ü.NN)
- Export der Tiefen in einer Tabelle
- Interpolation der Buntsandsteinoberfläche in einem externen Programm zur geostatistischen Auswertung, z.B. dem Open Source Programm GSTAT (PEBESMA, 2003; PEBESMA und WESSELING, 1998)



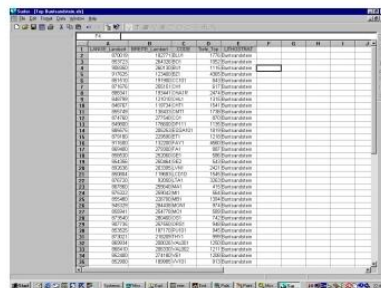
Auswahl der  
Bohrungen



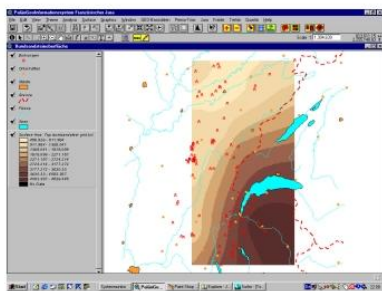
Export  
als  
ASCII-File



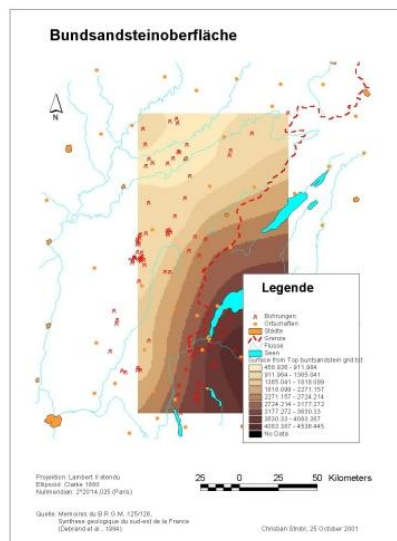
Oberflächenberechnung  
in externen Programmen



Re-Import  
des Ergebnisses  
in das PaläoGIS



Automatisierte Erzeugung  
einer Ergebniskarte



Christian Strobl, 2005

**Bild 4-4:** Typischer Arbeitsablauf zur Erstellung einer Karte, die die Buntsandstein-Oberfläche im räumlichen Kontext der Bohrungen zeigt, die für ihre Berechnung verwendet wurden (nähere Erläuterung im Text).

- Import des Ergebnisses in das Paläo-GIS und Darstellung dieses Ergebnisses
- Automatische Erstellung einer Karte der Buntsandsteinoberfläche und der zu ihrer Konstruktion verwendeten Bohrungen

Einen weiteren Arbeitsablauf stellt die Ergänzung von Schichtdaten mit Hilfe paläogeographischer Karten dar. Im Anschluss an diese erfolgt der Export in das Modellierungsprogramm BasinMod© sowie der Import der ausgewerteten Ergebnisse zurück in das Paläogeographische Informationssystem.

#### **4.5 Zusammenfassung**

Die Verwendung des PaläoGIS ermöglicht die Einbeziehung flächig vorhandener Informationen für die Modellierung der Subsidenzgeschichte an einzelnen Bohrungspunkten. Zu diesem Zweck wurden zahlreiche Primärdaten (Kapitel 4.2) und Sekundärdaten (Kapitel 4.3) digital erfasst. Zu den Primärdaten zählen Bohrlochprotokolle (v.a. auf Microfiches), Analyseergebnisse (Corg, Pyrolyse, Vitrinit, s.a. Kapitel 3) und ein digitales Geländemodell (USGS, 2001). Zu den Sekundärdaten zählen Paläogeographische Karten (v.a. DEBRAND et al., 1984), eine Tektonische Karte (CHAUVE et al., 1980) und Wärmeflussdaten (GABLE, 1979).

Die Integration dieser beiden Datenbereiche in einem Geo-Informationssystem erlaubt einen gemeinsamen, georeferenzierten Zugriff auf diese Daten auf Basis ihres Raumbezugs. Dieser Umstand bietet eine große Anzahl neuer Möglichkeiten und Vorteile im Umfeld der Beckenanalyse. An erster Stelle ist hierbei die Ergänzung von fehlenden Bohrungsdaten aus dem gesamtgeologischen Kontext des PaläoGIS zu nennen. Diese Arbeitsvorgang wurde innerhalb des PaläoGIS als Funktion automatisiert, was vom Arbeitsablauf der Durchführung einer virtuellen Bohrung entspricht. Die Verwendung einer digitalen Datenbasis ermöglicht weiterhin, eine Vielzahl unterschiedlicher Eingangsparameter für die Modellierung heranzuziehen, was insbesondere für die Fehlerabschätzung und Sensitivitätsanalyse von großer Bedeutung ist. Der größte Vorteil aber, alle Daten in einem PaläoGIS vorzuhalten, liegt in der lückenlosen Unterstützung von Arbeitsabläufen, wie sie im Rahmen einer Beckenanalyse auftreten.



## 5 Organische Geochemie

Im Bereich der Erdölgeologie kommen geochemische Methoden seit dem Beginn kommerzieller Erdölexploration zum Einsatz. Sie dienen dem Studium von Ursprung, Migration, Akkumulation und Alteration von Erdöl und Erdgas (HUNT, 1995).

Die Veränderung organischer (Maturation) und mineralogischer (Diagenese) Parameter mit zunehmender Tiefe und mit zunehmendem Alter von Sedimenten ist lange bekannt.

Faktoren, wie Zeit, Temperatur und Druck bestimmen sowohl die Reifung organischen Materials als auch Mineralenneubildungen während der Diagenese. Die Veränderung von Druck und Temperatur über gewisse Zeiträume, denen die einzelnen Sedimente (inklusive ihres organischen und mineralogischen Inhalts) ausgesetzt sind, hängen direkt mit der Subsidenzgeschichte des Ablagerungsraums zusammen, in dem diese Sedimente gebildet wurden. Die geologische Geschichte von Sedimentbecken (oder Subsidenzgeschichte) ist also bestimmend für den gegenwärtigen Zustand des organischen und mineralogischen Sedimentinhalts (ALLEN und ALLEN, 1993; WELTE et al., 1997).

Umgekehrt erlauben uns heute Messungen, die an diesen organischen und mineralogischen Parametern durchgeführt werden, Rückschlüsse auf Zeit und Temperatur, die zu ihrer Entstehung geführt haben.

Zur Untersuchung der Maturität (Reife) von organischem Material stehen eine Vielzahl von Untersuchungsmethoden zur Verfügung. Im Rahmen dieser Arbeit wurden die beiden folgenden Methoden angewandt:

### Rock Eval-Pyrolyse

Die Rock Eval-Pyrolyse ist eine einfache, geochemische Methode. Sie beruht auf der Tatsache, dass eine schrittweise Erhitzung (in der Regel 25°C/min) einer Sedimentprobe zur Freisetzung unterschiedlicher organischer Komponenten (Erdöl, Erdgas, Kerogene, Asphaltene, Resine, ...) mit steigender Temperatur führt. Die Menge dieser freigesetzten Substanzen sowie die Temperatur, bei denen diese Freisetzung stattfindet, erlauben Rückschlüsse auf das Kohlenwasserstoffpotential und die thermische Maturität ( $T_{\max}$ ) der untersuchten Probe. Weiterhin ermöglicht sie auf einfache Weise die Bestimmung des Kerogentyps, der seinerseits abhängig vom organischen Ausgangsprodukt ist.

### Messung der Vitrinit-Reflexion

Ein weiterer Maßstab für den Reifegrad organischer Materie ist das Reflexionsvermögen der im Sediment eingebetteten kohligen Teilchen (Reste organischer Materie, v.a. Landpflanzen). An diesen inkohlten Partikeln kann das Verhältnis von reflektiertem zu einfallendem Licht mit Photozellen an speziellen Mikroskopen gemessen werden. Die auf diese Weise ermittelten Reflexionsparameter  $R_r^{15}$  bestimmter Proben, angetragen gegen die Tiefe, in der die Proben genommen wurden, liefern gute Hinweise auf die thermische Geschichte der Bohrungen. So zeigt ein sublinearer Verlauf ein einheitliches geothermisches Regime, während ein Knick in der Kurve eine Änderung eben dieses Regimes anzeigt oder ein Versatz der Kurve einen Hinweis auf eine Schichtlücke oder eventuell eine Überschiebung gibt.

---

<sup>15</sup> In der angelsächsischen Literatur wird der Parameter für die Vitrinit-Reflexion oft auch mit  $R_0$  angegeben.

Während Vitrinitmessungen in Gesteinen mit hohem organischen Gehalt eine relativ hohe Genauigkeit und infolgedessen gute Korrelationsmöglichkeiten aufweisen, ergeben sie bei geringerer Maturität ( $R_r$  kleiner 0.7 bis 0.8) nur unzuverlässige Werte (s.a. RADKE et al., 1997; SCHENK et al., 1997; STACH, 1982; HUNT, 1995; KUCKELKORN et al., 1988; KOCH et al., 1998). Bei zu geringem organischen Gehalt ist eine größere Probenmenge von ca. 200-500g zur Anreicherung der Proben nötig.

### **Probenmaterial**

Die zur Maturitätsbestimmung notwendigen Gesteinsproben wurden aus dem Kernlager der DHYCA<sup>16</sup>, Paris, beschafft. Zum überwiegenden Teil handelt es sich hierbei um Cuttings<sup>17</sup> aus Tiefbohrungen der Erdölindustrie (s.a. Anhang A und Anhang B).

### **5.1 Organischer Kohlenstoff TOC<sup>18</sup>**

Der Anteil organischen Kohlenstoffs TOC wurde an 318 Proben untersucht, die aus den oben erwähnten Tiefbohrungen stammen. Die Messung des TOC diente in erster Linie als Eingangskriterium für die Durchführung der Rock Eval-Pyrolyse, die ab einem TOC > 0,3 % durchgeführt wurde. Die Bestimmung des TOC erfolgte an der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe im Referat Organische Geochemie.

### **Aufbereitung**

Die Aufbereitung für die Messung des TOC entspricht der Aufbereitung, die zur Durchführung der Pyrolyse nötig war. Dies ermöglichte die Aufbereitung der Proben in einem Arbeitsablauf. Das Probenmaterial wurde handverlesen<sup>19</sup>, um eine Konzentration organischen Materials zu erreichen. Im Anschluss an die Anreicherung wurden die ausgewählten Cuttings in der Scheibenschwingmühle auf eine Korngröße kleiner 63µm gemahlen. Die Aufbereitung erfolgte am Institut für Mineralogie, Petrologie und Geochemie der Universität München.

### **Messmethodik**

Die Messung des organischen Kohlenstoffs TOC erfolgte mit dem Apparat CS-444 der Firma LECO<sup>®</sup>. Es handelt sich bei dem CS-444 um einen Induktionsofen. Die Messung des Kohlenstoffs erfolgt auf Basis der Absorption elektromagnetischer Strahlung im Infrarot-Bereich.

Die Messung von  $C_{org}$  (TOC) erfolgt im Prinzip entsprechend der Messung des Gesamtkohlenstoffs  $C_{ges}$ . Zur Entfernung des mineralischen Kohlenstoffs ist jedoch eine Vorbehandlung nötig. Die gemahlene Proben werden in Tiegel eingewogen und auf einer Heizplatte platziert. Es wird nun zehnpromzentige Salzsäure hinzugegeben bis die Probe aufhört, zu schäumen. Anschließend wird die Probe solange aufgeheizt, bis sie vollkommen trocken ist.

---

<sup>16</sup> Direction des Hydrocarbures

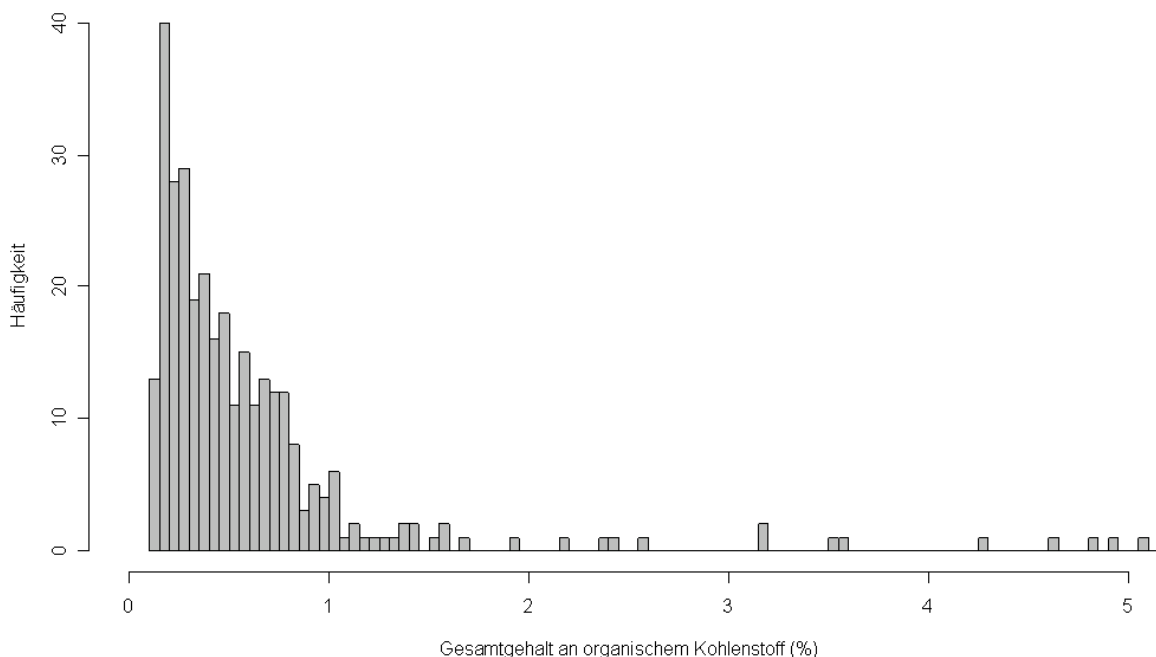
<sup>17</sup> Als Cuttings wird in der Erdölindustrie das Bohrklein bezeichnet, das durch die im Bohrloch zirkulierende Spülung nach oben transportiert wird. Berücksichtigt man die Geschwindigkeit des Bohrvortriebes und der Zirkulation der Spülung ist eine relativ genaue Zuordnung der Cuttings zu ihrer ursprünglichen Tiefenlage möglich.

<sup>18</sup> TOC = Total Organic Carbon (=  $C_{org}$  = Organischer Kohlenstoff)

---

<sup>19</sup> Die Auslese beruhte auf der Annahme, dass dunklere Gesteinsbruchstücke einen höheren TOC aufweisen als hellere. Um eine Anreicherung des organischen Materials in der Probe zu erreichen, wurden bevorzugt dunkle Gesteinsbruchstücke ausgelesen und hellere Gesteinsbruchstücke aus dem Probenmaterial mit der Hand entfernt.

Histogramm für den Gesamtgehalt an organischem Kohlenstoff



**Bild 5-1:** TOC-Häufigkeitsverteilung aller Proben im Untersuchungsgebiet. Es ist deutlich zu erkennen, dass die TOC-Gehalte aller Proben Log-normal-verteilt sind.

Die Durchführung der Messung basiert auf der LECO<sup>®</sup>-Methode HIGHOS unter Verwendung einer Chlorfalle. Die Verbrennung der eingewogenen Probe im Induktionsofen erfolgt in einer reinen Sauerstoffumgebung. Bei der Verbrennung kommt es zur Oxidation des gesamten Probenmaterials, wobei alle Kohlenstoffverbindungen reduziert werden. Der freie Kohlenstoff verbindet sich sofort mit dem überschüssigem Sauerstoff zu CO<sub>2</sub>. Der Kohlenstoff wird nun in einer Infrarotzelle gemessen<sup>20</sup>.

Die Firma LECO<sup>®</sup> gibt bei der Einwaage von 1g Probenmaterial die Messgenauigkeit der HIGH-Kohlenstoffzelle in einem Bereich von 0,00 bis 0,06 % Kohlenstoff an.

<sup>20</sup> Unter Umständen ebenfalls entstandenes SO<sub>2</sub> wird durch eine Zellulosefalle aus dem Messsystem entfernt.

## Ergebnisse und Diskussion

In Zusammenhang mit Rock Eval-Parametern (s.a. **Kap. 5.2**) dient der TOC-Parameter der näheren Spezifizierung des organischen Ausgangsmaterials. Des weiteren wurden die TOC-Werte als Entscheidungsgrundlage für die weitere Untersuchung der Probe benutzt. Nur an Proben, die einen TOC von größer als 0,3% aufweisen, wurde eine Rock Eval-Pyrolyse durchgeführt. Für TOC-Werte, die kleiner als 0,3% sind, gelten nach ESPITALIE (1986) alle bei der Pyrolyse gemessenen Werte als unzuverlässig.

Die Häufigkeitsverteilung der Messwerte in **Bild 5-1** zeigt, dass die überwiegende Anzahl aller 318 Messwerte zwischen 0,1 % und 1,5 % TOC liegen. Über dem oben besprochenen Grenzwert von 0,3% TOC liegen insgesamt 210 Proben.

	Permo-Karbon	Keuper	Rhät	Pliensbach	Toarc	Aalen
<b>Anzahl (n)</b>	20	48	21	25	20	25
<b>Minimum (min) in % TOC</b>	0,15	0,16	0,17	0,47	0,25	0,13
<b>Maximum (max) in % TOC</b>	46,1	57,6	1,54	8,35	4,94	5,1
<b>Mittelwert (m) in % TOC</b>	9,67	2,01	0,73	1,41	1,49	0,98
<b>Standardabweichung (<math>\sigma</math>) in % TOC</b>	15,37	8,33	0,37	1,67	1,44	1,24
<b>Medianwert (med) in % TOC</b>	0,75	0,47	0,59	0,73	0,84	0,6
<b>Modalwert (mod) in % TOC</b>	0,18	0,35	0,57	0,68	0,84	0,55

**Tabelle 5-1:** Statistische Auswertung der TOC-Werte, getrennt nach den stratigraphischen Zielhorizonten Permo-Karbon, Keuper, Rhät, Pliensbach, Toarc und Aalen.

Unter Berücksichtigung aller 318 untersuchten Proben<sup>21</sup> ergibt sich ein Mittelwert von 1,43 % TOC mit einer Standardabweichung von 5,56 % TOC. Die Spannweite der gemessenen Werte erstreckt sich von einem Minimalwert von 0,11 % TOC bis zu einem Maximalwert von 57,6 % TOC.

Der Medianwert<sup>22</sup>, der für eine Probenverteilung, wie sie bei den gemessenen TOC-Werten (s. **Bild 5-1**) vorliegt, aussagekräftiger ist als der Mittelwert, liegt bei 0,44 % TOC. Für den Modalwert<sup>23</sup> ergeben sich 0,21 % TOC.

Eine Auswertung der Medianwerte für alle untersuchten Zielhorizonte (Permo-Karbon, Keuper, Rhät, Pliensbach, Toarc und Aalen) ergibt eine relativ geringe Streuung. Alle vorliegenden Medianwerte liegen unter 1 % TOC, der kleinste Wert beträgt 0,47 % TOC für den Keuper, der größte 0,84 % TOC für das Permo-Karbon.

<sup>21</sup> In dem Diagramm sind zwecks besserer Übersichtlichkeit nur Werte dargestellt, deren Anteil organischen Kohlenstoffs höchstens 5% beträgt. Von den 318 gemessenen Werten weisen allerdings nur 10 Werte einen TOC > 5% auf.

<sup>22</sup> Der Medianwert ist der Wert einer Häufigkeitsverteilung, unter dem die Hälfte aller Werte liegen. Im Vergleich zum Mittelwert ist der Medianwert unanfällig für Häufigkeitsverteilungen mit wenigen, dafür aber beträchtlichen Ausreißern nach oben (ISAACS und SRIVASTAVA, 1989).

<sup>23</sup> Der Modalwert ist der Wert einer Häufigkeitsverteilung, der am meisten vorkommt.

Im Vergleich zu den Medianwerten weisen die Mittelwerte einen weitaus größeren Wertebereich auf. Er reicht von 0,73 % TOC für das Rhät bis zu 9,67 % TOC für das Permo-Karbon. Je größer die Standardabweichung für den betrachteten Zielhorizont ist, desto größer ist auch die Abweichung zwischen Mittelwert und Medianwert. Die Erklärung findet sich in dem überproportional großen Einfluss einzelner Messwerte mit sehr hohem TOC -Anteil, z.B. ein Maximum von 46,1 % TOC für das Permo-Karbon. Abgesehen von diesen wenigen Maximalwerten weisen alle untersuchten, stratigraphischen Zielhorizonte für Erdölmuttergesteine geringe TOC-Werte auf.

## 5.2 Rock Eval-Pyrolyse

Die Rock Eval-Pyrolyse ist eine in der Erdölindustrie weit verbreitete, geochemische Methode, das Kohlenwasserstoff-Potential, die thermische Maturität ( $T_{\max}$ ) und den Kerogen-Typ (abhängig vom organischen Ausgangsprodukt) von Gesteinen zu bestimmen. Entwickelt wurde die Rock Eval-Pyrolyse am IFP<sup>24</sup> in Paris (ESPITALIE, 1986; ESPITALIE und BORDENAVE, 1993).

Die Rock Eval-Pyrolyse wurde an 185 Proben durchgeführt. Eingangsvoraussetzung war

<sup>24</sup> Institut Français du Pétrole



nach ESPITALIE (1986) ein TOC-Wert der Probe von größer als 0,3 %. Die Durchführung der Pyrolyse erfolgte an der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe im Referat Organische Geochemie.

### Aufbereitung

Die Probenaufbereitung für die Rock Eval Pyrolyse entspricht dem Arbeitsablauf für die Aufbereitung, die zur Messung des TOC nötig war. Die Aufbereitung erfolgte in einem Arbeitsablauf. Das Probenmaterial wurde handverlesen, um eine Konzentration organischen Materials zu erreichen. Im Anschluss an diesen manuellen Anreicherungsprozess wurden die ausgewählten Cuttings in der Scheibenschwingmühle auf eine Korngröße kleiner 63µm gemahlen. Die Aufbereitung erfolgte am Institut für Mineralogie, Petrologie und Geochemie der Universität München.

### Messmethodik

Die Messungen wurden mit einem Rock Eval 5 der Firma Delsi-Nermag Instruments® durchgeführt.

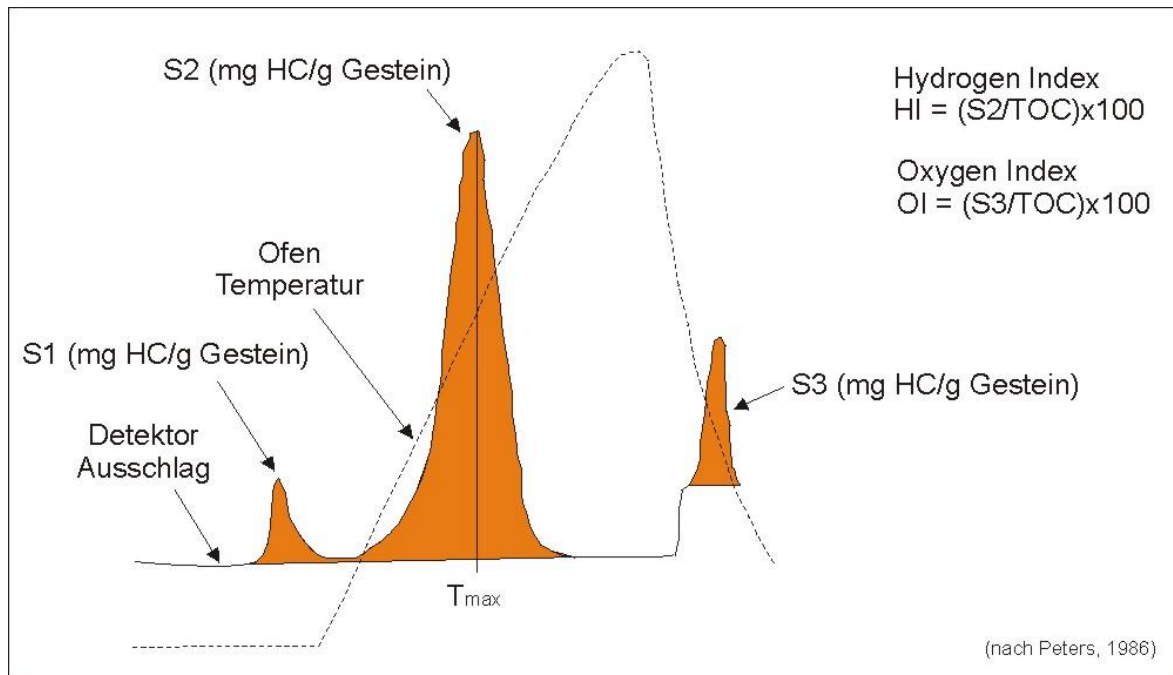
Eine relativ kleine Probenmenge von ca. 100 mg wird in einer Helium-gesättigten Umgebung 3 Minuten lang bei 300°C erhitzt. Im Anschluss wird die Temperatur schrittweise um 25°C/min auf 600°C erhöht. Sobald bei diesem Prozess Pyrolyse-Produkte entstehen, werden sie durch die Helium-Strömung zu den Detektoren befördert. Da auf diese Weise jede Gasphase sofort abtransportiert wird, entstehen bei dieser Art der Pyrolyse nur Zerfallsprodukte erster Ordnung. Es handelt sich um ein offenes System (ESPITALIE und BORDENAVE, 1993).

Während der Erhitzung der Gesteinsprobe kommt es nach ESPITALIE und BORDENAVE (1993) und PETERS (1986) zu folgenden Ereignissen (s.a. **Bild 5-2**):

- 1) Freie Kohlenwasserstoffe, Erdöl und Gas, die im organischen Material der Probe enthalten sind, verdampfen bei 300°C. Die Verdampfung dieser Komponenten ist verantwortlich für einen ersten Messauschlag, den sogenannten S<sub>1</sub>-Peak (gemessen in mg HC/g Gestein).
- 2) Zwischen 300°C und 600°C kommt es zum Zusammenbruch (Cracking) von Kerogenen<sup>25</sup> und schwer löslichen Verbindungen, wie z.B. Resinen (Harzen) und Asphaltene. In diesem Zusammenhang werden Kohlenwasserstoffe freigesetzt. Diese bilden den S<sub>2</sub>-Peak (in mg HC/g Gestein). Der S<sub>2</sub>-Peak stellt das gegenwärtige Kohlenwasserstoffpotential der Gesteinsprobe dar. Sauerstoffhaltige Kerogen-Verbindungen zerfallen schnell zu Kohlenwasserstoffen, Wasser und einem Gemisch aus CO und CO<sub>2</sub>. Das auf diese Weise gebildete CO<sub>2</sub> wird beim S<sub>3</sub>-Peak (in mg CO<sub>2</sub>/g Gestein) gemessen. Die Messung erfolgt noch unter 400° C, da über dieser Temperatur die ersten Karbonate (v.a. Siderit) zu zerfallen beginnen. Der S<sub>3</sub>-Peak ist somit ein Maß für den Sauerstoffanteil des zersetzten Kerogens, der wiederum vom Kerogen-Typ und auch von der Maturität des zersetzten Kerogens abhängt.

---

<sup>25</sup> Kerogene stellen den Anteil organischer Materie dar, der in herkömmlichen, organischen Lösungsmitteln nicht lösbar ist (DURAND, 1980). Gleichzeitig sind die Kerogene die Ausgangsbestandteile aus denen sich mit fortschreitender Diagenese und Maturität die Kohlenwasserstoffe bilden (HORSFIELD, 1997).



**Bild 5-2:** Schematischer Ablauf einer Rock Eval-Pyrolyse. Die Pyrolyse schreitet mit zunehmender Zeit von links nach rechts fort (x-Achse). Die y-Achse bezeichnet die Menge bei der Pyrolyse freigesetzter Kohlenwasserstoffe. Erklärung der Parameter  $S_1$ ,  $S_2$ ,  $S_3$ ,  $T_{max}$ , HI und OI im Text (PETERS, 1986). Die gestrichelte Linie stellt die Temperatur des Ofens dar.

- 3) Die Temperatur, bei der der  $S_2$ -Peak liegt, wird als  $T_{max}$  (in °C) bezeichnet. Der  $T_{max}$ -Wert hängt von der thermischen Entwicklung ab, die die Gesteinsprobe durchlaufen hat.
- 4) Der organische Kohlenstoff der nach Messung des  $S_2$ -Peaks in der Probe verbleibt, wird bei 600°C unter freier Luftzufuhr oxidiert. Das auf diese Weise gebildete  $CO_2$  bildet den  $S_4$ -Peak (in mg  $CO_2/g$  Gestein).
- 5) Die Gesamtmenge organischen Karbons (TOC) lässt sich somit durch Addition der drei Peaks  $S_1$ ,  $S_2$  und  $S_4$  berechnen.

Mit dem Gerät Rock Eval 5 der Firma Delsi-Nermag Instruments®, das an der Bundesanstalt für Geologie und Rohstoffe zur Verfügung stand, war die Messung folgender Para-

meter möglich:  $S_1$ ,  $S_2$  und  $T_{max}$ . Die Werte für  $S_3$  und  $S_4$  konnten auf Grund der Funktionalität des Rock Eval 5 nicht ermittelt werden.

### Ergebnisse und Diskussion

Für die weitere Interpretation der Ergebnisse aus der Rock Eval-Pyrolyse wurden nach ESPITALIE et al. (1985a), ESPITALIE et al. (1985b) und ESPITALIE et al. (1986) folgende Parameter herangezogen (s.a. **Bild 5-2**):

#### 1) Primäre (gemessene) Parameter

- $S_1$ : Betrag an freien Kohlenwasserstoffen in der Probe (in mg HC/g Gestein).
- $S_2$ : Betrag des noch übrigen Kohlenwasserstoffpotentials der Probe (in mg HC/g Gestein).
- $T_{max}$ : Temperatur an der Stelle des  $S_2$ -Peaks (in °C), Indikator für die Maturität des organischen Materials der gemessenen Probe.

	Permo-Karbon	Keuper	Rhät	Pliensbach	Toarc	Aalen
Anzahl (n)	10	24	14	23	17	15
Minimum (min) in °C	424	372	315	315	320	314
Maximum (max) in °C	499	459	425	427	430	427
Mittelwert (m) in °C	440	415	411	413	413	411
Standardabweichung ( $\sigma$ ) in °C	21	16	27	22	24	27
Medianwert (med) in °C	436	419	420	417	419	417
Modalwert (mod) in °C	426	421	424	417	425	417

**Tabelle 5-2:** Statistische Auswertung der  $T_{\max}$ -Werte, getrennt nach den stratigraphischen Zielhorizonten Permo-Karbon, Keuper, Rhät, Pliensbach, Toarc und Aalen.

## 2) Sekundäre (berechnete) Parameter

- HI: Hydrogen-Index =  $S_2/TOC \cdot 100$  (in mg HC/g TOC). In Zusammenhang mit dem  $T_{\max}$ -Wert können Aussagen über Typ und Maturität des organischen Materials getroffen werden.
- PI: Produktions-Index =  $S_1/(S_1+S_2)$ . Unter der Annahme, dass noch keine Migration gebildeter Kohlenwasserstoffe stattgefunden hat, stellt PI ein Maß für die „Transformation Ratio“<sup>26</sup> dar.

Die weitere Auswertung erfolgte unter Berücksichtigung der folgenden Gesichtspunkte:

- Die Pyrolyseergebnisse sind abhängig vom Kerogen-Typ (ESPITALIE, 1986; PETERS, 1986).
- Der  $T_{\max}$ -Parameter ist von unterschiedlichen Einflüssen abhängig, wie z.B. die Geschwindigkeit der Aufheizung, der Menge der eingewogenen Probe, der Korngröße des Probenmaterials, usw. (ESPITALIE, 1986; PETERS, 1986).
- Jede Form von organischem Material ist anfällig für Oxidation. Jegliche Oxidation

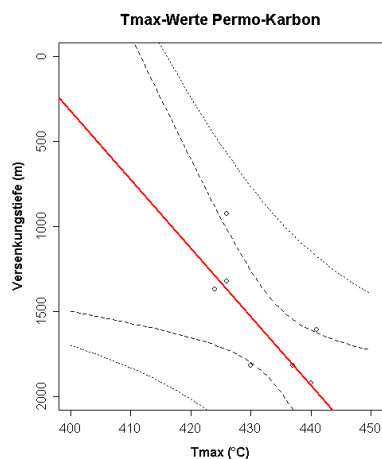
führt zu einer Verringerung des Hydrogen-Indexes und zu potentiell höheren  $T_{\max}$ -Werten (DURAND, 1980; ESPITALIE, 1986; PETERS, 1986).

- Einfluss der Mineral-Matrix (Matrixeffekt): Tongesteine, die weniger als 0,5 Gew.% TOC enthalten, können zu geringe HI- und zu hohe  $T_{\max}$ -Werte aufweisen. Dieser Effekt lässt sich auf die Adsorption von organischem Material an die Tonmatrix zurückführen (ORR, 1983; KATZ, 1983; ESPITALIE et al., 1984; ESPITALIE, 1986; PETERS, 1986).

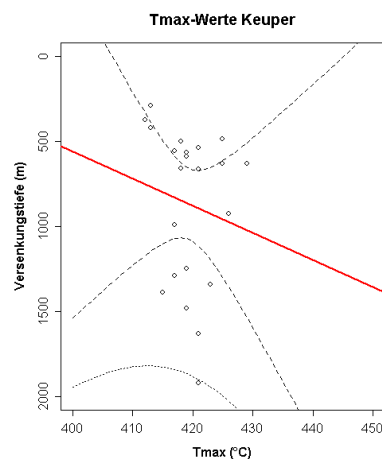
Die Ergebnisse der Rock Eval-Analyse sind in **Anhang B** und **Anhang C** dargestellt. Eine Validierung der Messwerte erfolgte nach PETERS (1986). Dementsprechend sind die Werte für  $T_{\max}$  und PI unzuverlässig, wenn der Wert für  $S_2$  kleiner als 0,2 ist<sup>27</sup>. Dies führte zu einer Einschränkung der 185 gemessenen Werte auf 122, die für die weitere Auswertung und Modellierung herangezogen wurden.

<sup>26</sup> Die „Transformation Ratio“ ist definiert als das Verhältnis von dem Betrag an bereits gebildeten KW zu dem möglichen Gesamtpotential, das durch die Menge an vorhandenem Kerogen repräsentiert ist (TISSOT und WELTE, 1984).

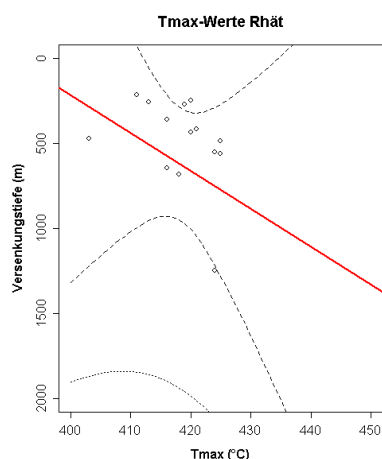
<sup>27</sup> ESPITALIE (1986) gibt folgende Randbedingungen für eine zulässige Auswertung an:  
 TOC < 0,3%: alle Werte unzuverlässig  
 TOC < 0,5: OI unzuverlässig  
 $S_1$  und  $S_2$  < 0,2: PI,  $T_{\max}$  unzuverlässig



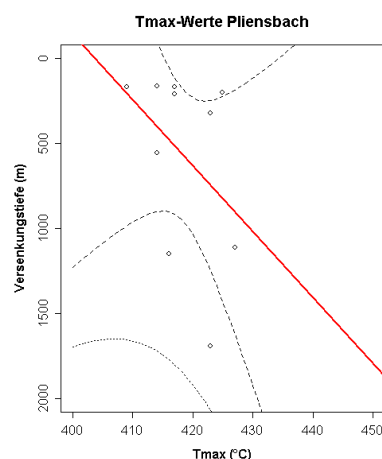
**Bild 5-3:**  $T_{\max}$ -Werte für das Permo-Karbon. Der Korrelationskoeffizient nach Pearson beträgt 0,72 (nähere Erklärung siehe **Bild 5-9**).



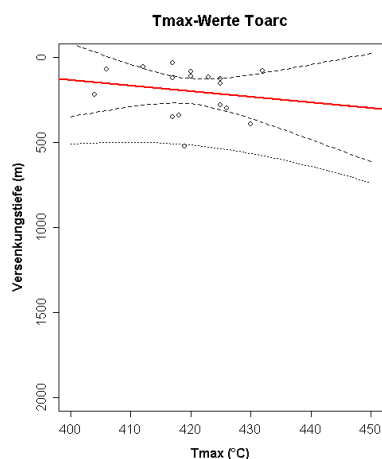
**Bild 5-4:**  $T_{\max}$ -Werte für den Keuper. Der Korrelationskoeffizient nach Pearson beträgt 0,15 (s.a. **Bild 5-9**).



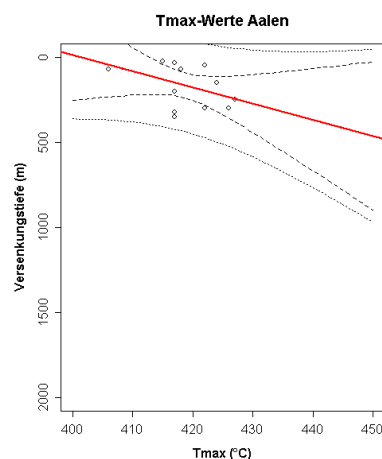
**Bild 5-5:**  $T_{\max}$ -Werte für das Rhät. Der Korrelationskoeffizient nach Pearson beträgt 0,23 (s.a. **Bild 5-9**).



**Bild 5-6:**  $T_{\max}$ -Werte für das Pliensbach. Der Korrelationskoeffizient nach Pearson ist 0,41 (s.a. **Bild 5-9**).



**Bild 5-7:**  $T_{\max}$ -Werte für das Toarc. Der Korrelationskoeffizient nach Pearson beträgt 0,17 (s.a. **Bild 5-9**).

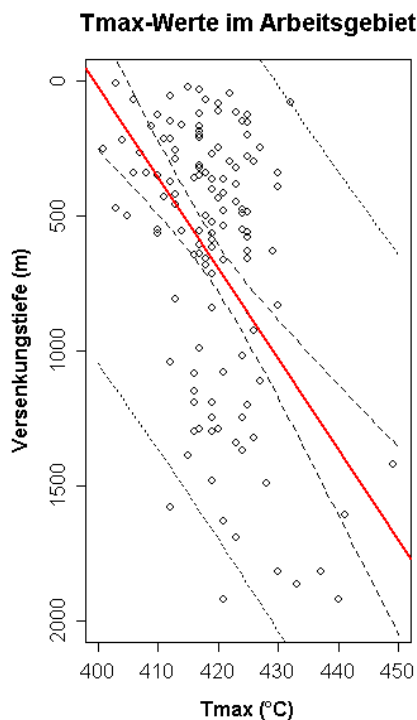


**Bild 5-8:**  $T_{\max}$ -Werte für das Aalen. Der Korrelationskoeffizient nach Pearson beträgt 0,42 (s.a. **Bild 5-9**).

### Diskussion des T<sub>max</sub>-Parameters:

Betrachtet man alle gemessenen Proben, reichen die evaluierten T<sub>max</sub>-Werte von 310°C bis 499°C, der Mittelwert beträgt 413°C, die Standardabweichung 25°C.

Wie unter Kap. 5.1 beschrieben ist auch in diesem Fall der Medianwert aussagekräftiger. Der Medianwert beträgt 419°C. Gemäß den Erwartungen ist eine Zunahme des T<sub>max</sub>-Parameters mit der Tiefe festzustellen, was mit der zunehmenden Maturität des organischen Materials mit der Tiefe erklärt werden kann (s.a. Bild 5-9).



**Bild 5-9:** T<sub>max</sub>-Werte für das gesamte Arbeitsgebiet (keine zeitliche Zuordnung der untersuchten Proben). Der Korrelationskoeffizient nach Pearson beträgt 0,47. Die rote Linie ist die Regressionslinie (logarithmische Regression), das schwarz gepunktete, engere Band ist das Konfidenzintervall, das schwarz gestrichelte breitere Band stellt das sog. Vorhersageintervall dar.

Differenziert man die Messwerte nach den beprobten Zielhorizonten (**Bild 5-3** bis **Bild**

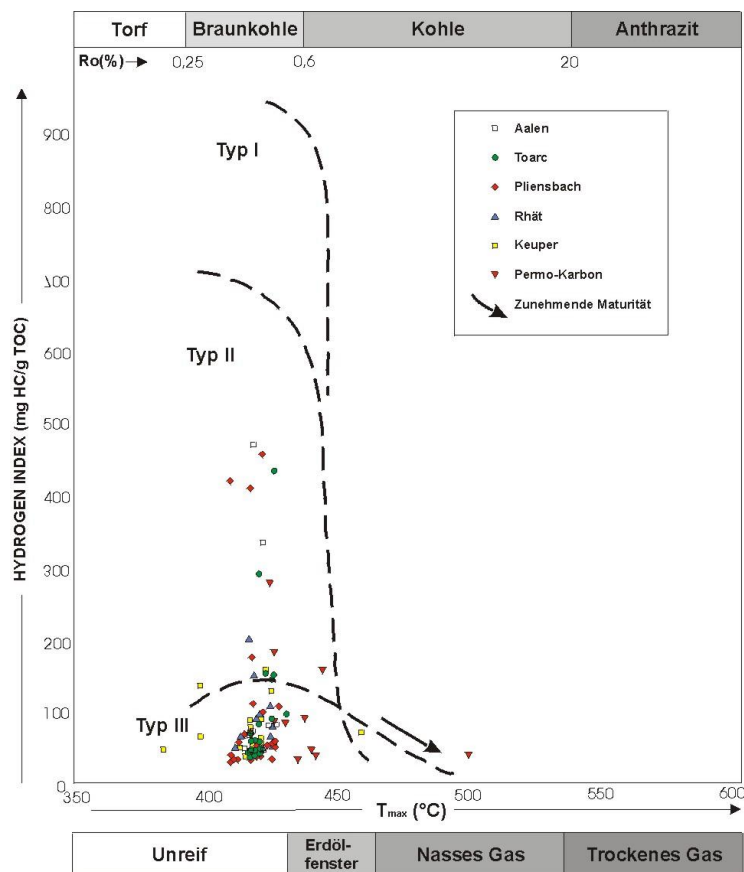
**5-8** und **Tabelle 5-2**) lassen sich die folgenden grundlegenden Aussagen ableiten:

- 1) Für die Proben der Keuper-Gruppe und des Toarc besteht eine sehr schwache, für die Gesteine des Rhät eine schwache und für die Gesteine des Pliensbach und das Toarc eine mäßige Korrelation. Nur das Permo-Karbon zeigt mit einem Korrelationsfaktor von 0,71 eine gute Korrelation.
- 2) Die größten T<sub>max</sub>-Werte existieren erwartungsgemäß für das Permo-Karbon. Dies ist sowohl auf das höchste Alter als auch auf die größte Versenkungstiefe zurückzuführen. Dementsprechend weisen die Proben aus dem Aalen die niedrigsten T<sub>max</sub>-Werte auf.
- 3) Betrachtet man alle Proben, ohne eine zeitliche Zuordnung der einzelnen Proben vorzunehmen, ergibt sich eine mäßig gute Korrelation mit einem Korrelationskoeffizienten von 0,47.

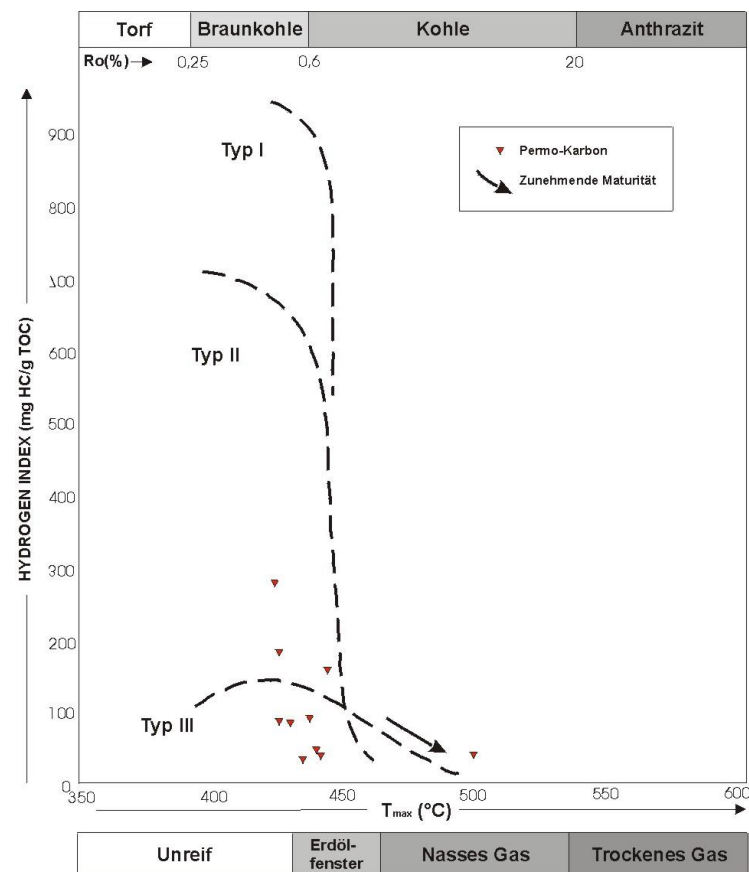
Die Güte der Korrelation wurde hierbei entsprechend GUILFORD (1965) in folgende fünf Stufen eingeteilt:

0,0 - 0,2	sehr schwache Korrelation
0,2 - 0,4	schwache Korrelation
0,4 - 0,7	mäßige Korrelation
0,7 - 0,9	hohe Korrelation
0,9 - 1,0	sehr hohe Korrelation

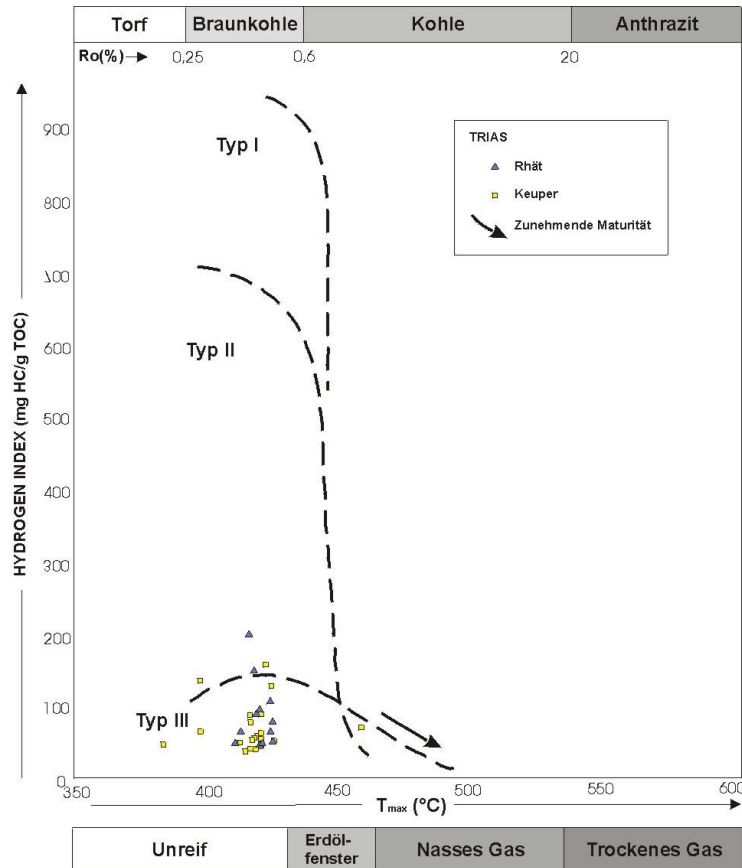
Ein möglicher Grund für die geringe Korrelation könnte der weiter oben angesprochene Matrixeffekt sein. Dies würde auch erklären, warum der Gesteine des Permo-Karbon mit einem Medianwert von 0,75 Gew.% TOC zu einem besseren Ergebnis führt als die 0,47 Gew.% TOC, die beim Keuper gemessen wurde. Dem steht allerdings die Tatsache entgegen, dass die Proben des Toarc mit dem größten Medianwert für den TOC (0,84 Gew.%) den geringsten Korrelationskoeffizienten aufweisen (0,17).



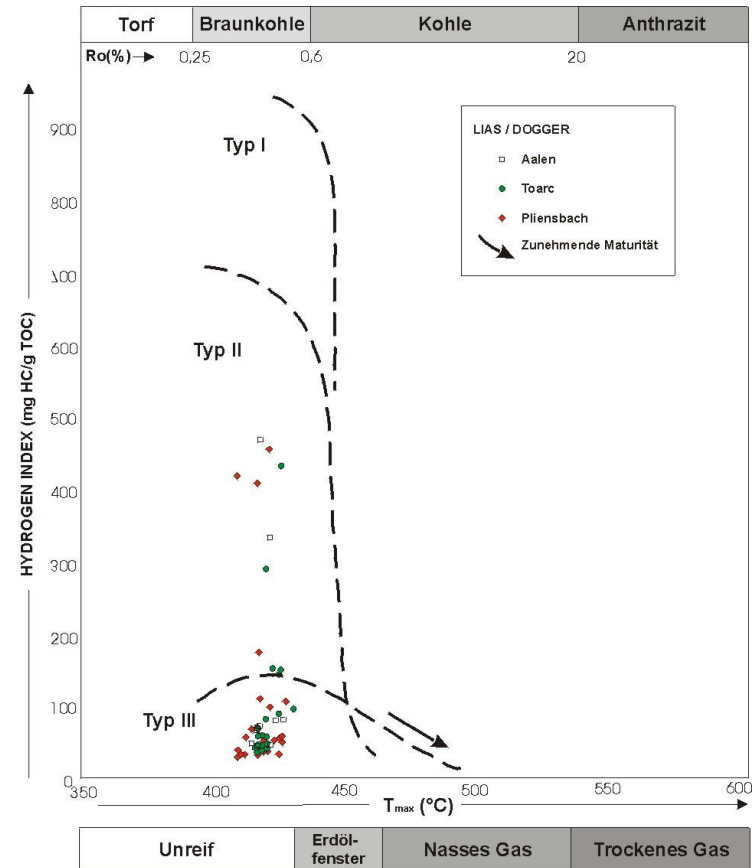
**Bild 5-10:** Das HI- $T_{\max}$ -Diagramm für alle untersuchten Zielhorizonte (Permo-Karbon, Trias, Lias, Dogger) zeigt, dass für alle Proben nur Kerogen-Typ II und Kerogen-Typ III bestimmt wurden. Am unteren Bildende sind die Grenzen des Erdölfensters dargestellt.



**Bild 5-11:** Das HI- $T_{\max}$ -Diagramm für das Permo-Karbon zeigt für fast alle Proben Maturitäten im Bereich des Erdölfensters. Es dominiert der Kerogen-Typ III. Am unteren Bildende sind die Grenzen des Erdölfensters dargestellt.



**Bild 5-12** Das HI- $T_{max}$ -Diagramm für die Trias zeigt für den Großteil der Proben Maturitäten an der Untergrenze des Erdölfensters. Wie im Permo-Karbon dominiert der Kerogen-Typ III. Am unteren Bildende sind die Grenzen des Erdölfensters dargestellt.



**Bild 5-13:** Das HI- $T_{max}$ -Diagramm für den Lias und den Dogger zeigt für den Großteil der Proben Maturitäten an der Untergrenze des Erdölfensters. Im Vergleich zum Permo-Karbon und zur Trias liegt ein größerer Teil der Proben im Kerogen-Typ II-Feld. Am unteren Bildende sind die Grenzen des Erdölfensters dargestellt.

## Kerogen-Typ und Erdölreife

Nach TISSOT und WELTE (1984), HUNT (1995), RADKE et al. (1997), u.a. können drei Haupttypen von Kerogenen unterschieden werden.

- Typ I-Kerogen entsteht aus Algen-Lipoiden oder aus organischer Materie, die infolge von mikrobieller Aktivität mit Lipoiden angereichert wurde. Kennzeichnend ist eine hohes, initiales H/C-Verhältnis sowie ein daraus resultierendes hohes Kohlenwasserstoffpotential.
- Typ II-Kerogen entsteht ebenfalls in einem marinen Milieu, was aber deutlich reduzierend sein muss. Im Vergleich zum Typ I-Kerogen weist es ein niedrigeres H/C-Verhältnis auf. Das Kohlenwasserstoffpotential ist dennoch erheblich.
- Typ III-Kerogen entsteht aus der organischen Materie höherer Landpflanzen. Das H/C-Verhältnis ist geringer, das O/C-Verhältnis höher als bei den beiden ersten Kerogen-Typen. Die chemische Entwicklung zeigt Parallelen zur Entwicklung von Kohle.

Eine einfache Möglichkeit zur Bestimmung des Kerogen-Typs mit Hilfe von Rock Eval-Parametern ergibt sich nach ESPITALIE et al. (1985a) und ESPITALIE et al. (1986). So lassen sich in einem Diagramm, in dem der  $T_{\max}$ -Wert gegen den Hydrogen-Index HI angetragen wird, typische Felder unterscheiden, die eine Differenzierung der einzelnen Kerogen-Typen ermöglichen (s.a. **Bild 2-2** bis **Bild 5-13**).

Es zeigt sich bei einer gemeinsamen Betrachtung aller Pyrolyseergebnisse (Permo-Karbon, Trias, Lias, Dogger), dass es sich bei allen untersuchten Proben entweder um

Kerogene des Typs II oder des Typs III handelt (s.a. **Bild 2-2**).

Überraschend ist, dass nur ein kleiner Teil der jurassischen Proben (Lias bis unterer Dogger) einen Kerogen-Typ II ergeben. Sowohl die marine Entwicklung ab der Trias-Jura-Grenze als auch Veröffentlichungen zu diesem Thema (LITKE et al., 1997; GORIN und FEIST, 1990; GUELLEC et al., 1990b) lassen, v.a. für die Posidonien-schiefer des Toarc, mit großer Deutlichkeit den Kerogen-Typ II erwarten.

Als mögliche Erklärung bietet sich der geringe TOC-Gehalt der meisten Proben an, der zu erniedrigten Werten für den Hydrogen-Index führen kann (Matrixeffekt).

Betrachtet man den Hydrogen-Index, der ein Maß für das H/C-Verhältnis darstellt, ergibt sich im Jura ein schwacher Trend zu höheren H/C-Verhältnissen. Für den Malm liegen keine eigenen Messungen vor. Untersuchungen von GORIN et al. (1989) und TRIBOVILLARD et al. (1991) weisen für das Kimmeridge einen Kerogen vom Typ II nach.

Sowohl die Proben aus der Trias als auch die Proben aus dem Jura (Lias, Dogger) liegen an der Untergrenze des Erdölfensters (s.a. **Bild 5-12** und **Bild 5-13**). Entgegen der Erwartung zeigen die triassischen Proben keine höhere Erdölreife als die Proben aus dem Lias oder dem Dogger, was wiederum mit dem Matrixeffekt als Fehlerursache begründet werden kann. Erwartungsgemäß ergeben sich für das Permo-Karbon<sup>28</sup> die höchsten Maturitäten (s.a. **Bild 5-11**). Alle untersuchten Proben

<sup>28</sup> Leider war eine getrennte Betrachtung der so wichtigen Muttergesteine des Karbon (Stephan) und Perm (Autun) nicht möglich, da bei der geringen Probenzahl aus diesem Bereich die Ansprache im Bohrprofil oft nur mit Permo-Karbon erfolgte. Eine nachträgliche Differenzierung konnte unter den gegebenen Bedingungen nicht erfolgen.



aus diesem Zeitabschnitt weisen Maturitäten auf, die im Bereich des Erdölfensters liegen.

Die Ergebnisse stehen in guter Übereinstimmung mit BLANC et al. (1991). Ein Vergleich mit dem benachbarten Schweizer Jura (GORIN und FEIST, 1990; TODOROV et al., 1993) ergibt die gleichen Tendenzen wie im Französischen Jura. Eine solche Korrelation lässt sich gut mit der analogen, geologischen Entwicklung beider Gebiete begründen. Schließlich handelt es sich bei dem Schweizer und Französischen Jura von Ende des Perm bis ins Jungtertiär um einen zusammenhängenden Ablagerungsraum (s.a. Kap. 2).

### 5.3 Vitrinit-Reflexion

Unter Reflexion versteht man ganz allgemein das Verhältnis der Intensität von reflektiertem Licht relativ zur Gesamtmenge an eingestrahltm Licht. Ein sehr verbreiteter Maßstab für den Reifegrad organischer Materie ist das Reflexionsvermögen von Vitrinit<sup>29</sup>. Die Messung der Reflexion erfolgt durch Photozellen an speziellen Mikroskopen. Der so bestimmte Reflexionsparameter  $R_r$  der gemessenen Proben, aufgetragen gegen die Tiefe, in der die Proben genommen wurden, liefern gute Hinweise auf die thermische Geschichte der Bohrungen.

Die Messung der Vitrinit-Reflexion wurde an 14 Proben durchgeführt. Die Ausführung der Messungen erfolgte an der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Roh-

stoffe durch Dr. Joachim Koch (Referat Kohlepetrographie).

#### Aufbereitung

Um eine für die Reflexionsmessung genügend große Anzahl von Vitrinit-Teilchen in der Probe zu haben, sollte der TOC-Anteil der Probe mindestens 5% betragen (KUCKELKORN et al., 1988). Da ein Großteil der Proben TOC-Gehalte unter 5% aufwies, mussten für die Vitrinitmessungen Kerogen-Konzentrate hergestellt werden. Die Herstellung dieser Konzentrate gliederte sich entsprechend KOCH et al. (1998) in die folgenden Arbeitsschritte:

- Zerkleinerung des Probenmaterials in Korngrößen  $< 5\text{mm}$
- Entkarbonatisierung des Probenmaterials mit HCl (10%)
- Auswaschen mit destilliertem Wasser
- Entsilikatisierung mit HF (40%)
- Auswaschen mit destilliertem Wasser
- Zugabe von 100ml HCl (10%) und anschließend Auswaschen der Probe
- Zentrifugieren (10min, 2000U/min)
- Dekantieren und Absaugen über Membranfilter
- Spülen mit destilliertem H<sub>2</sub>O
- Trocknung des Filtrerrückstands
- Einbettung des Filtrerrückstands in Kunstharz
- Anschliff und Politur

Die Aufbereitung der Proben erfolgte ebenfalls an der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe.

#### Messmethodik

Die Reflexion wird durch Photozellen an speziellen Mikroskopen gemessen. Hierbei erfolgte die Bestimmung der mittleren Re-

---

<sup>29</sup> Die Klassifikation Organischer Materie basiert auf der Einteilung in sog. Macerale oder Maceralgruppen. Man unterscheidet u.a. Liptinit, Vitrinit und Inertinit (ROBERT, 1985). Aus unterschiedlichen Gründen (Größe, dominantes Maceral, gute Korrelation von Reflexion und Maturität) erfolgt die Reflexionsmessung bevorzugt an Vitriniten (SCHEGG, 1993).

flexion (Rr %) entsprechend DIN 22002, Teil 5 (Abweichung bei Messung mit einem Polarisator).

Proben-Nr. (ID-Tiefe)	TOC (%)	T <sub>max</sub> (°C)	Rr (%)
Blu1-1390	1,01	415	0,61
Ch11-450	1,29	423	0,52
Ch11-630	1,04	429	0,58
Cmt1-1820	35,90	437	0,84
Cmt1-1820	8,54	430	0,84
Cmt1-2110	35,00	444	0,85
Cmt1-2200	37,50	435	0,91
Essa101-1480	1,91	419	0,76
Et1-664	57,60	421	0,85
Ge2-110	2,17	420	0,61
Os1-280	1,38	425	0,52
Pu101-315	4,62	417	0,35
Pu101-535	13,70	421	0,68
VIB1-200	5,10	417	0,58
<b>Minimum</b>	1,01	415	0,35
<b>Maximum</b>	57,6	444	0,91
<b>Mittelwert</b>	14,77	425	0,68
<b>Standardabw.</b>	17,94	8,33	0,16
<b>Medianwert</b>	4,86	422	0,65
<b>Modalwert</b>	---	421	0,61

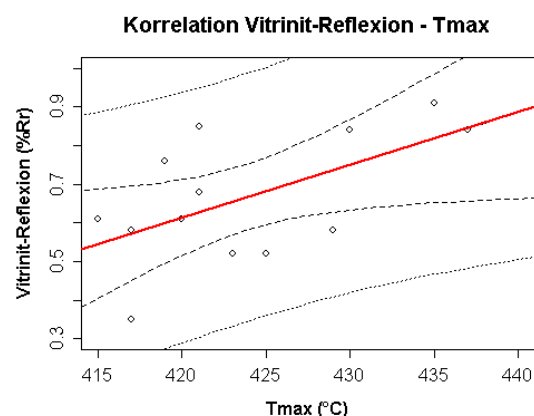
**Tabelle 5-3:** Tabelle der Ergebnisse der Vitrit-Messung Rr (%). Zum Vergleich sind der Anteil organischen Kohlenstoffs TOC sowie der T<sub>max</sub>-Parameter mitangeführt.

Die mikropetrographische Untersuchung des organischen Materials geschah unter 500-facher Vergrößerung. Für die Fluoreszenzuntersuchungen wurde Blaulichtanregung verwendet. Die eigentliche Reflexionsmessung erfolgte im einfach polarisiertem Licht.

Eine ausführliche Beschreibung des Messvorgangs für die Vitrit-Reflexion findet sich u.a. bei CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE, 1963 und CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE, 1971 sowie bei STACH (1982).

## Ergebnisse und Diskussion

Die Ergebnisse der Vitrit-Messungen in %Rr sind in **Tabelle 5-3** dargestellt.



**Bild 5-14:** Korrelation T<sub>max</sub> - Parameter mit Vitrit-Reflexionswerten Rr. Der Korrelationskoeffizient nach Pearson beträgt 0,58.

Die Reflexionswerte Rr (%) für die gemessenen Proben liegen zwischen 0,35 % und 0,91 %. Der Durchschnittswert beträgt 0,68 %, die Standardabweichung liegt bei 0,16 %. Der Medianwert liegt bei 0,65 %.

Alle Vitritwerte liegen knapp unterhalb bzw. im unteren Drittel des Erdölfensers<sup>30</sup>. Dies steht in guter Übereinstimmung mit den Ergebnissen aus Kapitel 5.2.

Ein Vergleich der Vitritmessungen mit dem T<sub>max</sub>-Parameter (s.a. **Bild 5-14**) zeigt eine tendenzielle Korrelation beider Variablen. Der Korrelationskoeffizient beträgt 0,58, was nach GUILFORD (1965) einer mäßigen Korrelation entspricht.

<sup>30</sup> Nach HUNT (1995) sowie SELLEY und MORRILL (1983c) zeigt die Vitrit-Reflexion einen exponentiellen Anstieg relativ zu einem linearen Anstieg der Temperatur. Die untere Grenze des Erdölfensers liegt bei ca. 0,5 % Rr, die obere Grenze bei ca. 1,5 % Rr.

#### 5.4 Zusammenfassung

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurden an 318 Proben der Anteil an organischem Kohlenstoff (TOC,  $C_{org}$ ) bestimmt. Die Häufigkeit aller TOC-Werte ist Log-normalverteilt, der Medianwert liegt bei 0,44%. Dieser ist auf Grund der Häufigkeitsverteilung der Messwerte (wenige sehr hohe Messwerte) aussagekräftiger als der Mittelwert von 1,44%. Eine differenzierte Betrachtung der TOC-Werte nach stratigraphischen Zielhorizonten (Permo-Karbon, Keuper, Rhät, Pliensbach, Toarc, Aalen) liefert eine Spannweite für den Medianwert von 0,47% für Proben aus dem Keuper bis 0,84% für Proben aus dem Toarc. Im Durchschnitt liegen die gemessenen Werte weit unter denen, die für aussichtsreiche Erdölmuttergesteine zu erwarten wären.

Zur Bestimmung von Maturität und Kerogen-Typ wurden an 185 Proben, die als Eingangsvoraussetzung einen TOC-Wert von mehr als 0,3% aufwiesen, eine Rock Eval-Pyrolyse durchgeführt. Zur weiteren Interpretation wurde eine Evaluierung der Proben entsprechend PETERS (1986) durchgeführt. Dieser fordert einen minimalen  $S_2$ -Wert von 0,2 mg HC/g Gestein als Voraussetzung für einen interpretierbaren Messwert. Auf diese Weise erfolgte eine Reduzierung der Proben auf 122, die für die eigentliche Auswertung und Interpretation zur Verfügung standen. Die  $T_{max}$ -Werte dieser Proben reichen von 310°C bis zu 499°C bei einem Medianwert von 419°C. Eine differenzierte Betrachtung nach den stratigraphischen Zielhorizonten liefert erwartungsgemäß die höchsten Werte für das Permo-Karbon mit einem Medianwert von 436°C. Im HI- $T_{max}$ -Diagramm nach ESPITALIE et al. (1985b) liegt der Großteil der permo-karbonen Proben im Bereich des Erdölfensters. Im Gegensatz zum Permo-Karbon weisen die Proben aus der Trias (Keuper, Rhät) und dem Jura (Pliensbach, Toarc, Aalen) geringere Maturitätswerte auf und plotten an der Untergrenze des Erdölfensters. Die Auswertung der Proben für alle Zielhorizonte ergibt v.a. Hinweise auf Kerogene des Typs III, nur die Proben aus dem Jura (Pliensbach, Toarc, Aalen) geben auch Hinweise auf den Kerogen-Typ II.

Eine Bestimmung der Vitrinit-Reflexion wurde an 14 ausgewählten Proben durchgeführt. Die ermittelten Reflexionswerte  $R_r$  (%) reichen von 0,35% bis 0,91%. Der Mittelwert beträgt 0,68%. Damit liegen entsprechend HUNT (1995) alle gemessenen Vitrinitwerte knapp unterhalb bzw. im unteren Drittel des Erdölfensters. Dies steht in guter Übereinstimmung mit den Ergebnissen aus der Rock Eval-Pyrolyse. Ein Vergleich beider Variablen zeigt eine mäßig gute Korrelation mit einem Korrelationskoeffizienten von 0,58.

Obwohl nach GUELLEC et al. (1990a) nur Stephan, Autun und Toarc zu aussichtsreichen Erdölmuttergesteinen zählen, wurden auch die Schichten des Keuper, des Rhät, des Pliensbach und des Aalen gezielt beprobt. Dies war nötig, da für die Kalibrierung des thermischen Modells  $T_{max}$ -Werte aus möglichst vielen, unterschiedlichen Horizonten erforderlich waren (s.a. Kapitel 8).



## 6 Bohrlochkorrelationen

In diesem Abschnitt sollen Verlauf und Mächtigkeit v.a. für die Permo-Trias im Arbeitsgebiet untersucht werden. Interessant ist die Permo-Trias für die Beckenanalyse, da das wichtigste Erdölssystem<sup>31</sup> des Französischen Jura vollständig in diesem Zeitraum liegt (s.a. **Kapitel 8**). Hierzu wurden fünf chronostratigraphische Profile erstellt, die die heutige Lage der Schichten darstellen. Als Problem erwies sich hierbei, dass infolge mangelnder Daten die Tektonik nicht berücksichtigt werden konnte. Da aber der Hauptabscherhorizont im Keuper verläuft und sich Mutter-, Speicher- und Deckgestein infolgedessen darunter befinden, kann davon ausgegangen werden, dass diese von den Folgen der Kompression im Miozän/Pliozän weitgehend verschont blieben, zumindest insofern, dass es sich bei diesen um Überschiebungen und Falten handelt. Dies gilt nicht für die permokarbonische Abschiebungen und Lateralverschiebungen, die z.T. im Oligozän reaktiviert wurden.

Vier Lithofaziesprofile sollen einen Überblick über den Sedimentationsraum z.Zt. der Trias geben. Um die Struktur des triassischen Beckens, unbeeinflusst von der nachfolgenden Subsidenz und Tektonik, zu erhalten, wurde die Oberfläche des Rhät (Ausgleichshorizont) als Referenzlinie auf Null gesetzt. Im Gegensatz zu den Bohrlochkorrelationen, die nur ei-

ne stratigraphische Verbindung der einzelnen Bohrlöcher darstellen, beruhen die Lithofaziesprofile auf den in den Bohrlochprotokollen verzeichneten, unterschiedlichen Lithologien. Lithofaziesgrenzen sind nicht an stratigraphische Grenzen gebunden und verlaufen in vielen Fällen demzufolge diachron.

Die Lage der Profilschnitte im Arbeitsgebiet befindet sich in **Bild 6-1**. Die im folgenden angegebenen Tiefen sind auf Normalnull bezogen, der horizontale und vertikale Maßstab ist passend für jedes Profil gewählt und jeweils angegeben.

### 6.1 Bohrlochkorrelation A-B: Oiselay 1 - Chatelblanc 1

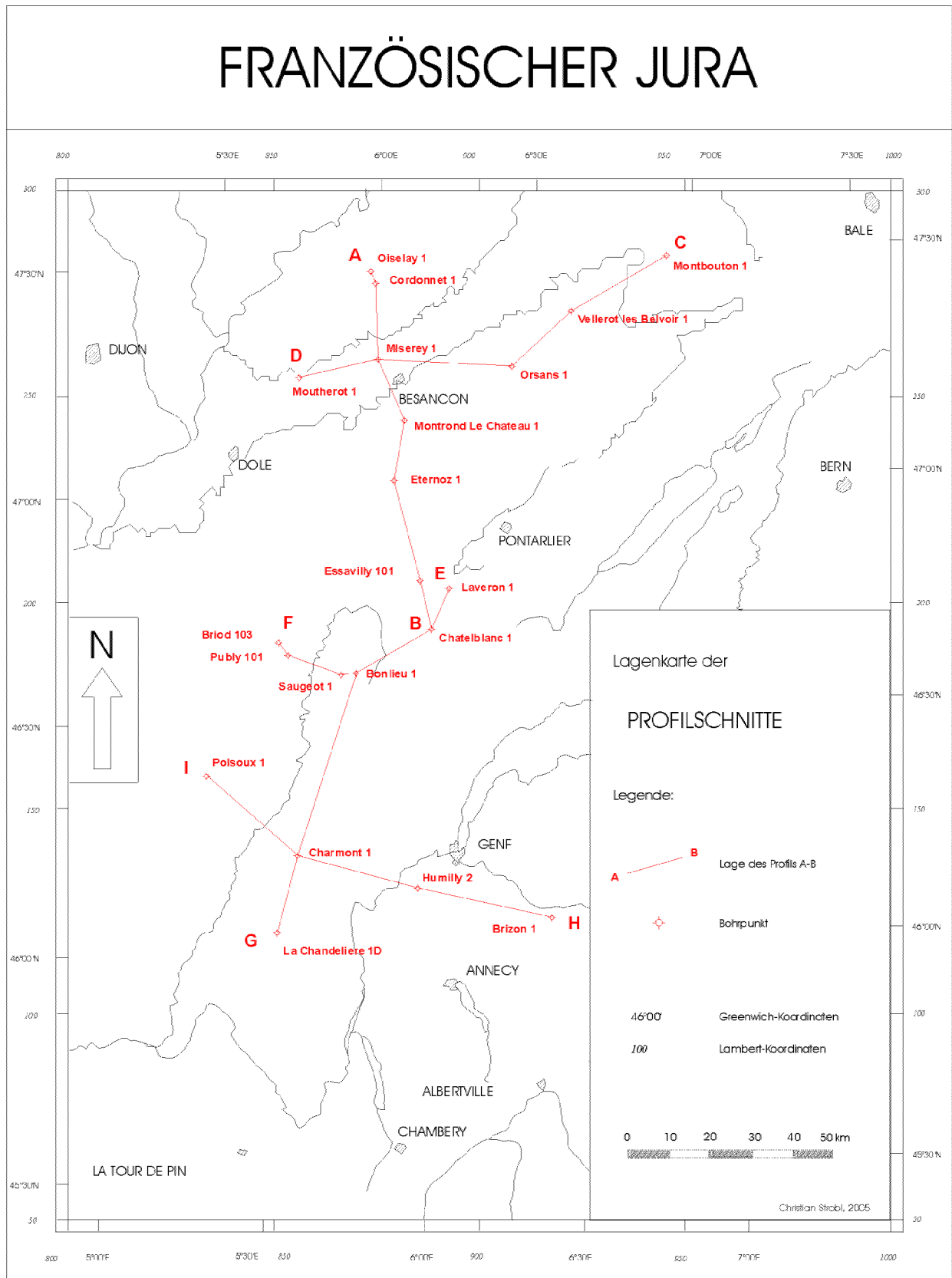
Das Nord-Süd-Profil Oiselay 1 - Chatelblanc 1 in **Bild 6-2** bietet einen guten Überblick über das Abtauchen der Trias nach Süden. Ausgehend von Oiselay 1, Cordonnet 1 und Miserey 1 im Tafeljura über Montrond le Chateau 1, Eternoz 1 und Essavilly 101 im Plateaujura bis nach Chatelblanc 1 im „Haute Chaîne“ taucht die Basis der Trias von -391 m bei Oiselay 1 über ein Hoch bei Miserey 1 von -324 m auf schließlich -1558 m bei Chatelblanc 1 ab.

Diese heutige Hochlage im Bereich der Bohrung Miserey 1 kann als tektonischer Horst gedeutet werden. Dessen Bildung erfolgte am wahrscheinlichsten posttriassisch, da die Schichtdicke der Trias im Vergleich mit den benachbarten Bohrungen relativ hoch ist.

Die permischen Serien haben ihre größte Mächtigkeit in der Gegend von Eternoz 1 mit mehr als 1188 m.

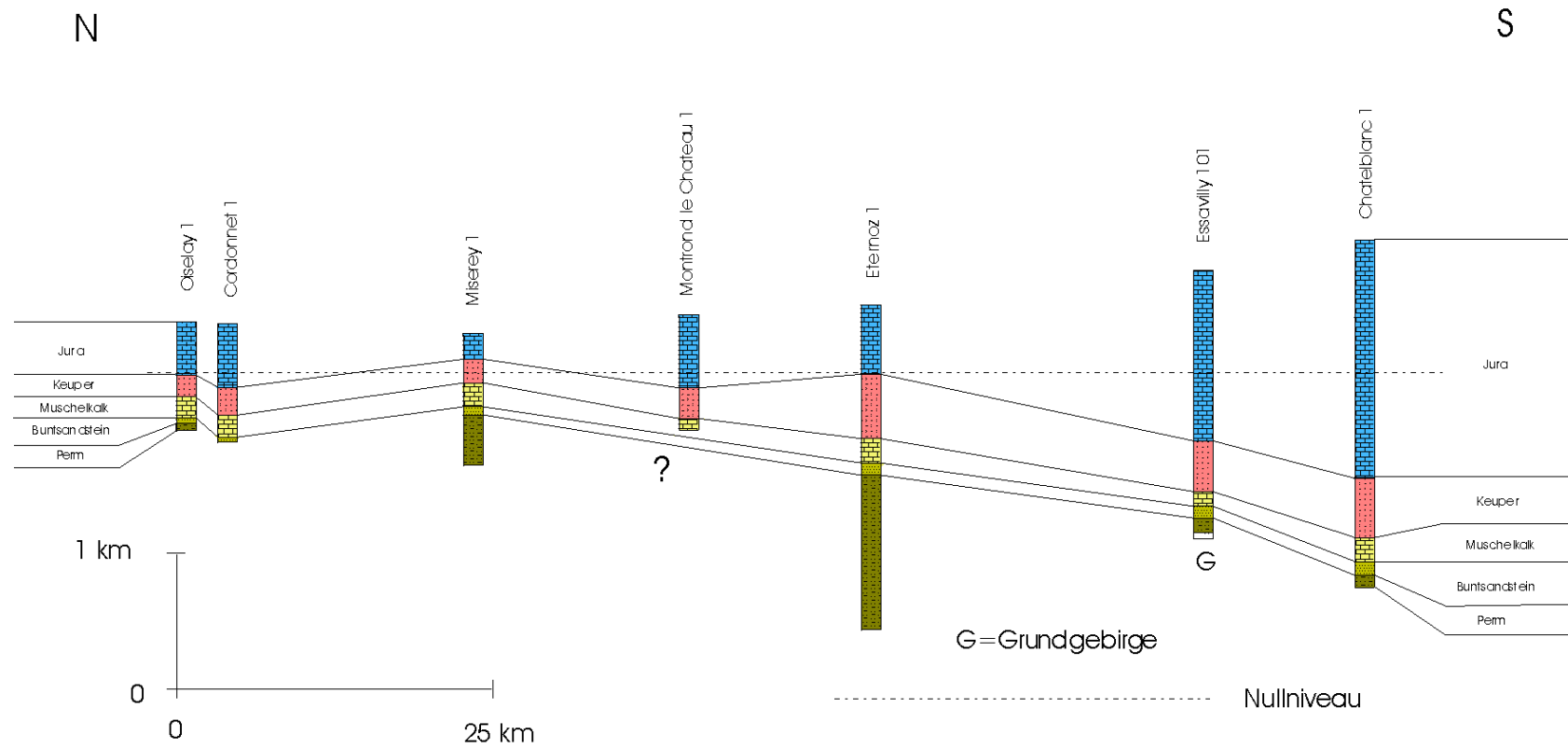
---

<sup>31</sup> Das wichtigste Erdölssystem im Gebiet des Französischen Jura besteht aus Muttergesteinen des Stephan und Autun, Speichergesteinen der unteren Trias (Sandsteine der Buntsandstein-Gruppe) und Deckgesteinen der oberen Trias (Evaporite der Keuper-Gruppe).



**Bild 6-1:** Lagenkarte der Profilschnitte im Arbeitsgebiet.

# Profil A-B: Oiselay - Chatelblanc



Christian Strobl, 2005

**Bild 6-2:** Chronostratigraphisches Profil A-B: Oiselay 1 - Chatelblanc 1.

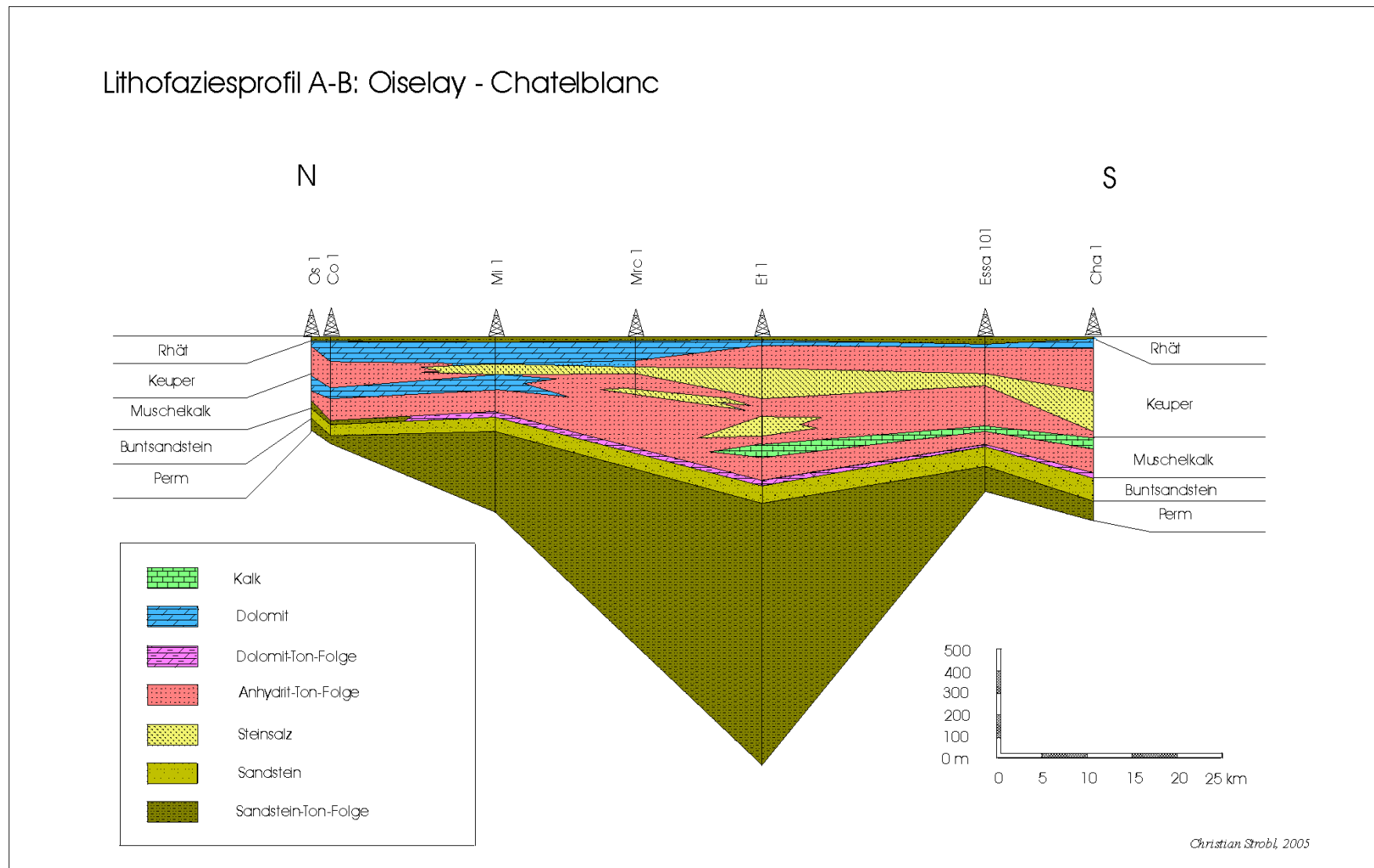


Bild 6-3: Lithofaziesprofil A-B: Oiselay 1 - Chatelblanc 1.



Diese nimmt bis Essavilly 101, bei der das Grundgebirge als einziger von den in Profil A-B verwendeten Bohrungen angetroffen wurde, auf 114 m ab. Deutlicher als in **Bild 6-2** ist die Struktur eines permischen Trogs im Lithofaziesprofil A-B in **Bild 6-3** zu erkennen. Die Trogachse verläuft ca. Ost-West, die größte Tiefe erreicht er bei Eternoz 1. Die Mächtigkeit der gesamten Trias wächst von 418 m im Norden bei Oiselay 1 bis auf 754 m im Süden bei Chatelblanc 1, die Mächtigkeit des Buntsandsteins steigt von 43 m auf 106 m. Die Fazies von Muschelkalk und Keuper ändert sich von karbonatisch - evaporitisch im Norden bis vorwiegend evaporitisch im Süden.

### **6.2 Bohrlochkorrelation C-D: Montbouton 1 - Mouterot 1**

Während Montbouton 1 und Mouterot 1, als Ausgangs- bzw. Endpunkt des Ost-West-Profiles C-D (s. **Bild 6-4**), wie auch Miserey 1 im Tafeljura liegen, befinden sich die zwei Bohrungen Vellerot les Belvoir 1 und Orsans 1 im „Jura Externes“. Die Basis der Trias steigt von -489 m im Osten auf ca. -324 m im Westen an. Bemerkenswert ist v.a. die Mächtigkeitzunahme des Perms von 0 m bei Orsans 1, wo der Buntsandstein direkt über dem Grundgebirge liegt, bis auf 387 m bei Mouterot 1. Im Lithofaziesprofil C-D in **Bild 6-5** ist dieser Übergang von einem permischen Hochgebiet zwischen Montbouton 1 und Orsans 1 mit geringer Sedimentation zu einem Trog, der sich von Miserey 1 nach W erstreckt, gut zu sehen.

In der Trias zeigt sich eine leichte Synform zwischen Montbouton 1 und Miserey 1. Dies

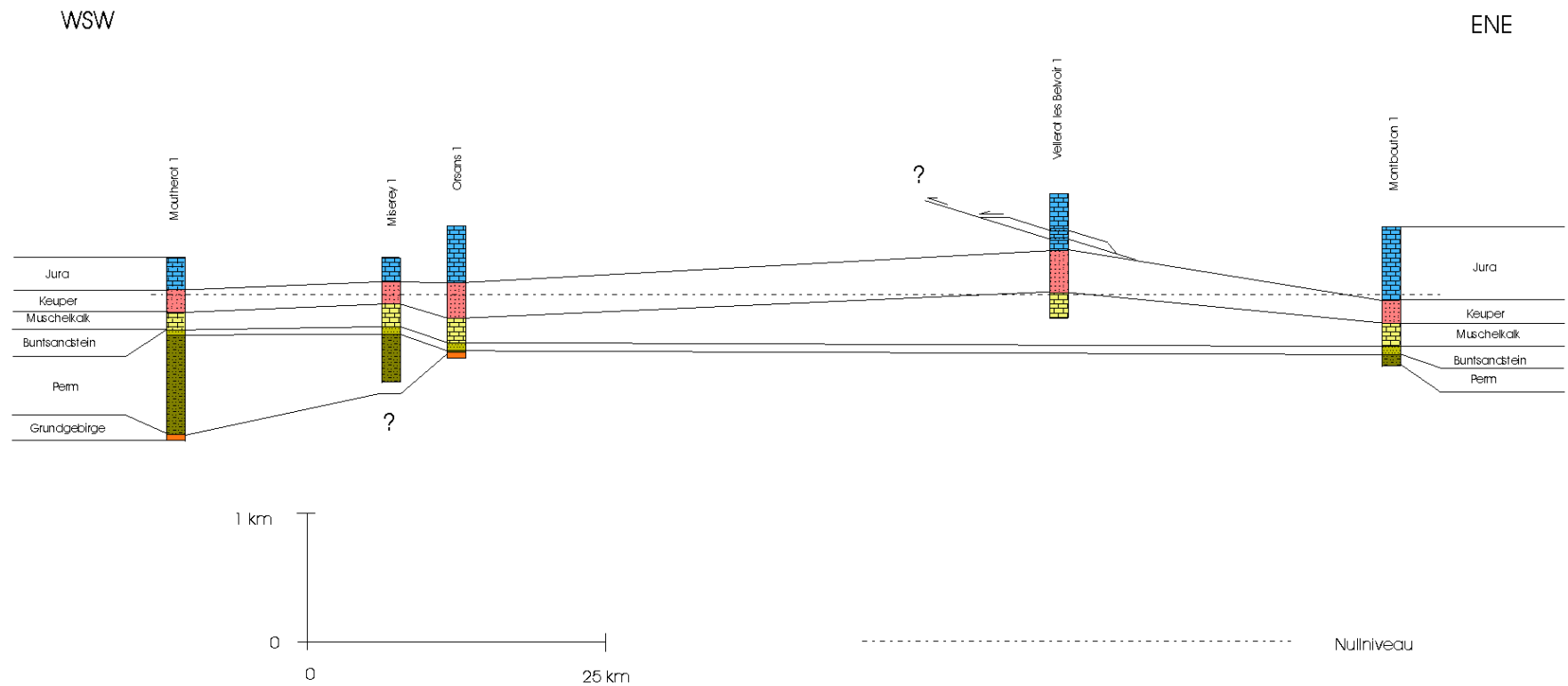
erklärt die größere Mächtigkeit der Evaporite des Muschelkalks und Keupers im heutigen „Jura Externes“, der dem Zentrum dieser Synform entspricht. Im Gegensatz dazu bleibt die Mächtigkeit des Buntsandsteins über das ganze Profil mit ca. 50 bis 60 m nahezu konstant.

### **6.3 Bohrlochkorrelation B-F: Chatelblanc 1 - Briod 103**

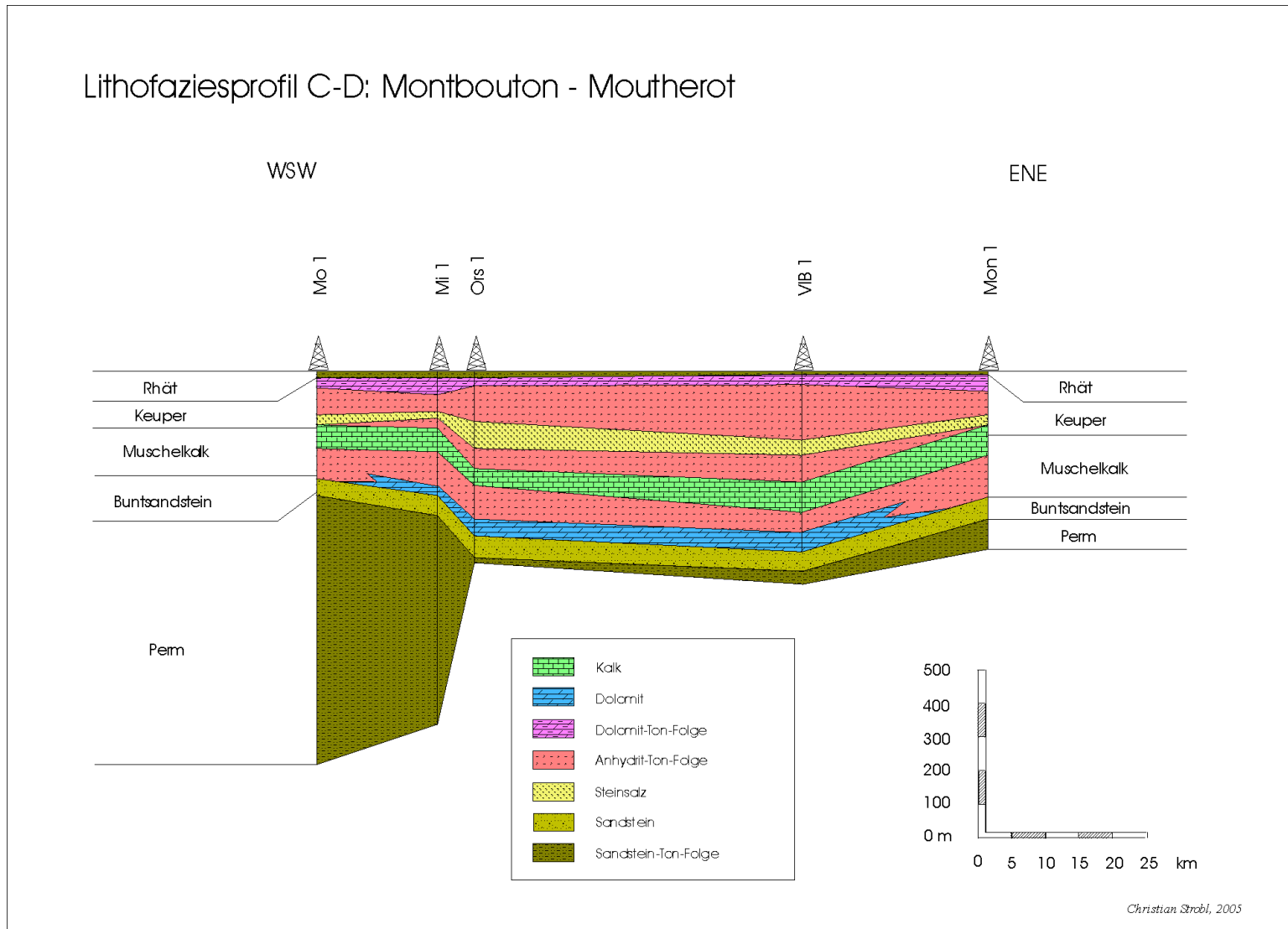
Das Profil B-F (s. **Bild 6-6**) liegt fast genau im Zentrum des Arbeitsgebietes. Ausgehend von Briod 103 verläuft die Korrelation der fünf ausgewählten Bohrungen bis Chatelblanc 1 annähernd von West nach Ost, die Grenze zwischen dem „Jura Externes“ im Westen und dem „Haute Chaîne“ im Osten liegt zwischen Bonlieu 1 und Chatelblanc 1. Die Basis der Trias fällt von -377 m bei Briod 103 auf -1558 m bei Chatelblanc 1. Das unter Bonlieu 1 erbohrte Grundgebirge wurde im Lithofaziesprofil B-F in **Bild 6-7** als tektonischer Horst gedeutet. Das Fehlen von permischen Sedimenten über dem Horst deutet auf eine Hochlage dieses Profilabschnitts hin, die bereits während des Perms und der Trias existierte. Abgesehen von dieser Struktur kann von West nach Ost eine Mächtigkeitzunahme der triassischen Sedimente von 574 m bei Briod 103 auf 754 m bei Chatelblanc 1 festgestellt werden, was auf ein Einfallen des Triasbeckens nach Osten schließen lässt (s. **Bild 6-7**).

Bemerkenswert ist in diesem Zusammenhang v.a. das Anwachsen des Buntsandsteins von 65 auf 106 m, der höchsten erbohrten Mächtigkeit des Buntsandsteins im Französischen Jura.

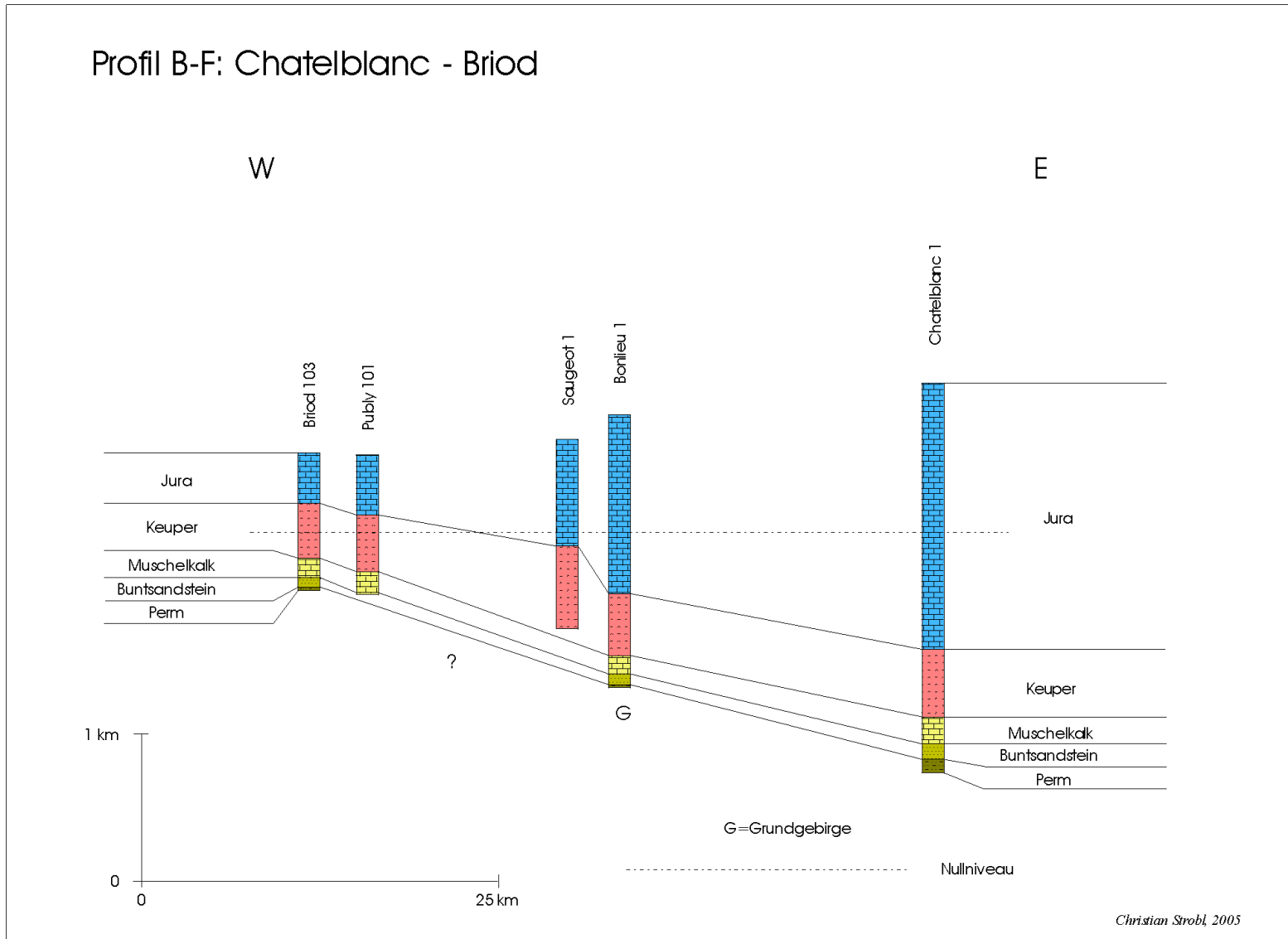
Profil C-D: Montbouton - Mouterot



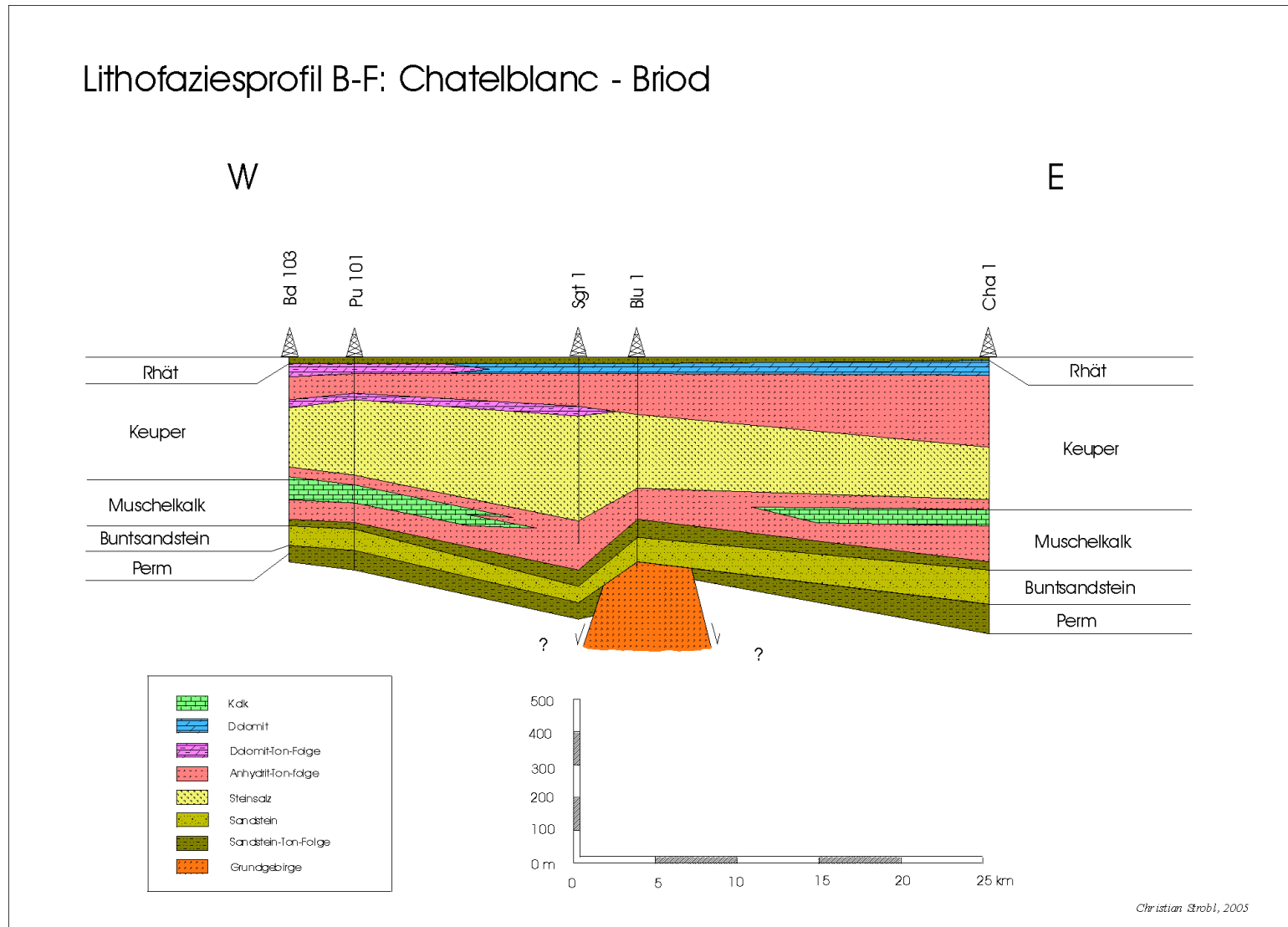
**Bild 6-4:** Chronostratigraphisches Profil C-D: Montbouton 1- Mouterot 1.



**Bild 6-5:** Lithofaziesprofil C-D: Montbouton 1 - Mouterot 1.



**Bild 6-6:** Chronostratigraphisches Profil B-F: Chatelblanc 1 - Briod 103.



**Bild 6-7:** Lithofaziesprofil B-F: Chatelblanc 1 - Briod 103.

#### **6.4 Bohrlochkorrelation E-G: Laveron 1 - La Chandeliere 1D**

Das Nord-Süd-Profil E-G (s. **Bild 6-8**) erstreckt sich fast vollständig im „Haute Chaîne“, nur die Bohrlöcher Bonlieu 1 und La Chandeliere 1D befinden sich im Plateaujura. Gut zu erkennen ist sowohl Anstieg als auch Mächtigkeitsabnahme der Trias von Nord nach Süd. Die Basis der Trias steigt von -1558 m bei Chatelblanc 1 auf -729 m bei La Chandeliere 1D an, ihre Mächtigkeit nimmt von über 1410 m bei Laveron 1 auf 247 m bei La Chandeliere 1D drastisch ab.

Entsprechend ergibt sich eine Mächtigkeitsabnahme des Buntsandsteins von 106 m auf 16 m.

Im Lithofaziesprofil E-G (s. **Bild 6-9**) sieht man die Struktur des triassischen Sedimentationsraums, es zeigt den Verlauf von der Beckenmitte bei Laveron 1 bis zum Beckenrand bei La Chandeliere 1D. Zwischen den Bohrungen Bonlieu 1 und La Chandeliere 1D, in denen der Buntsandstein direkt auf das Grundgebirge folgt, befindet sich in der Bohrung Charmont 1 mindestens 500 m Perm. Eine Deutung dieser Struktur als permischer Trog zwischen zwei Grundgebirgsschollen liegt nahe.

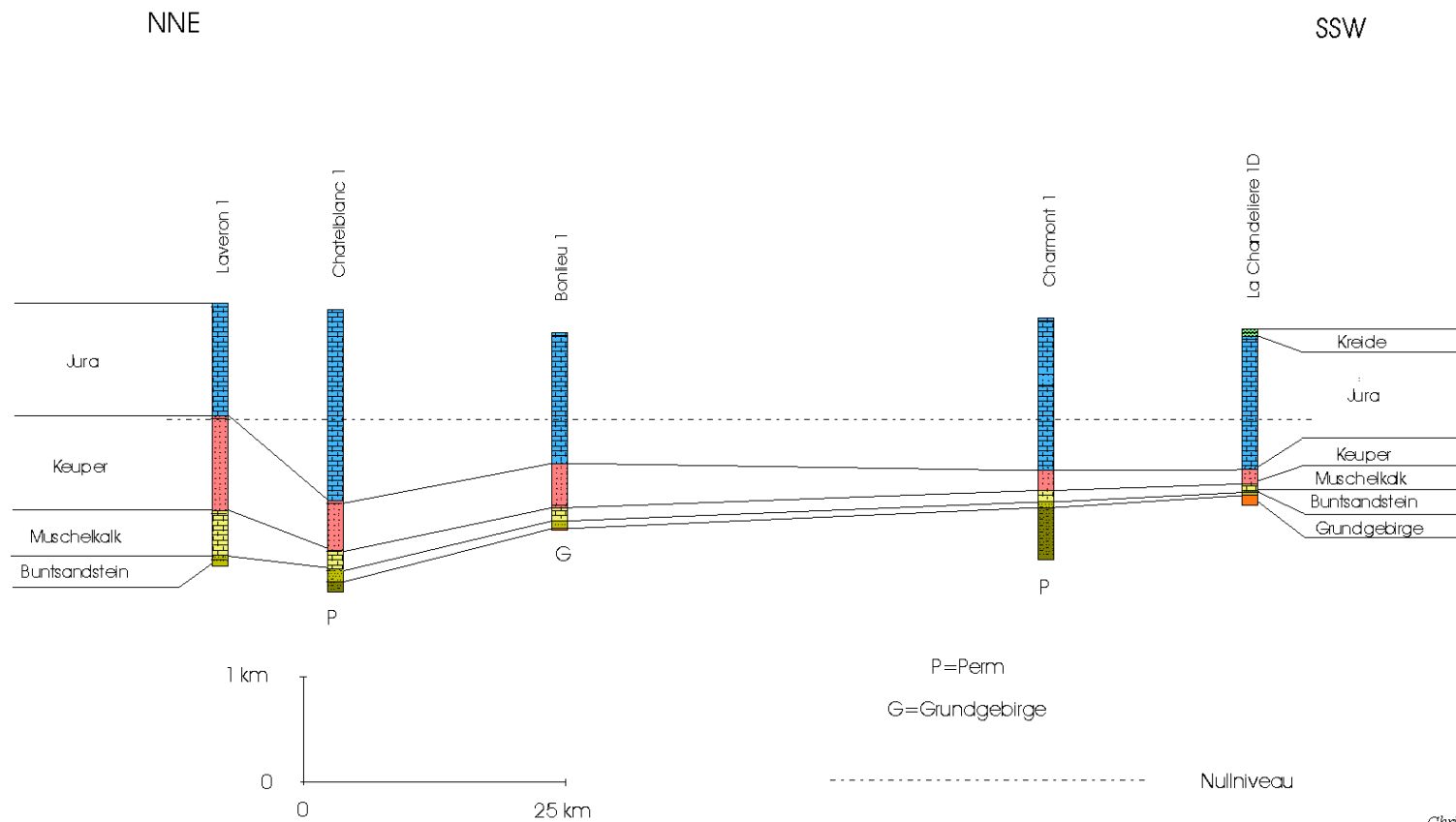
#### **6.5 Bohrlochkorrelation H-I: Brizon1 - Poisoux 1**

Die Korrelation der vier ausgewählten Bohrungen verläuft ca. Ost-West von den „Chaînes Subalpines“ (Brizon 1) über das Molassebecken (Humilly 2) und den „Haute Chaîne“ (Charmont 1) bis zur Randüberschiebung des

Französischen Jura über den Bressegraben (Poisoux 1).

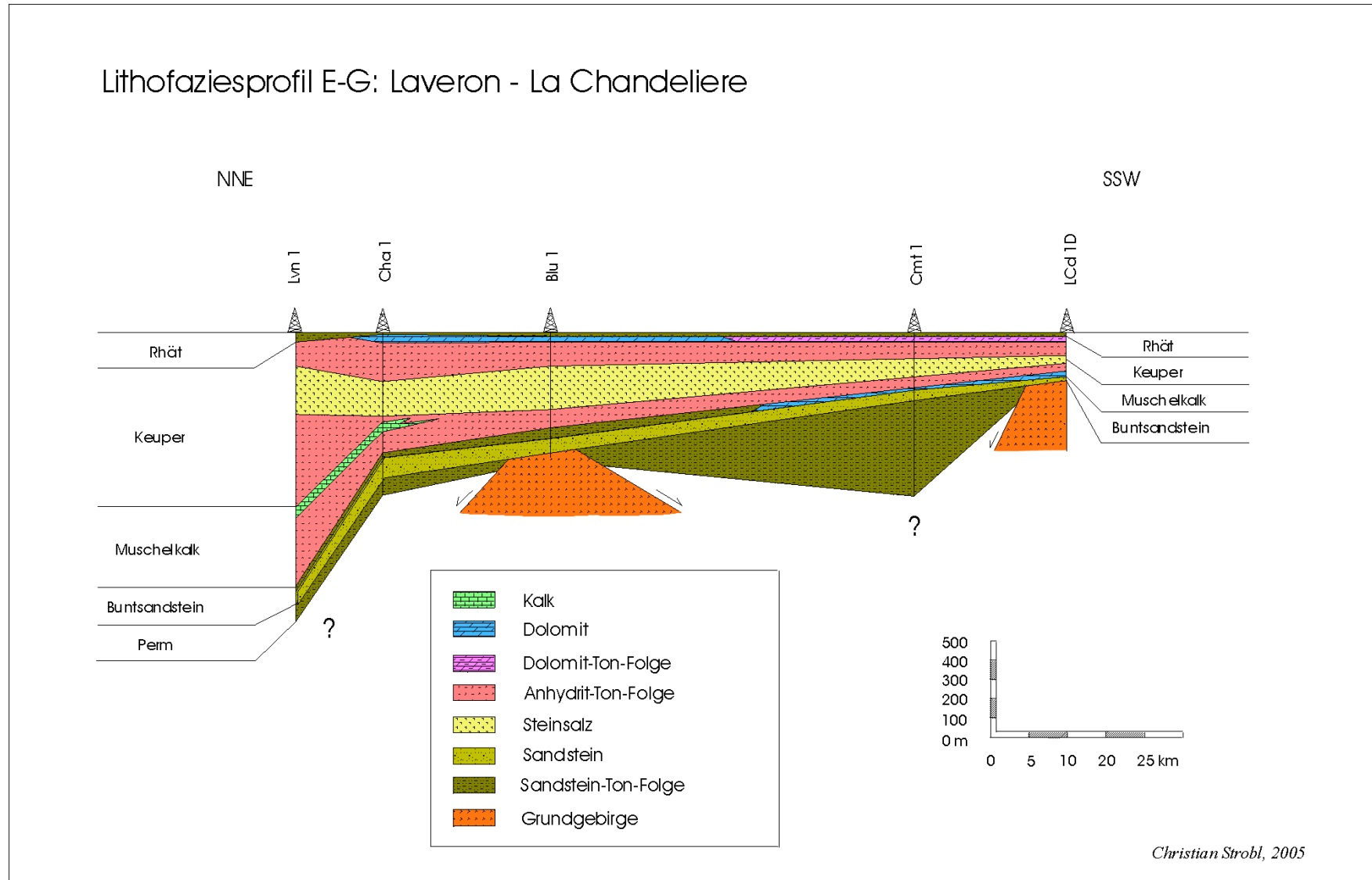
Die Hochlage des Französischen Jura gegenüber dem Bressegraben im Westen und der Molasse im Osten ist in Profil H-I (s. **Bild 6-10**) ebenso gut zu erkennen wie eine überraschend hohe Mächtigkeitszunahme des Keupers vom Charmont 1 nach Poisoux 1, wo der Keuper direkt über dem Grundgebirge liegt. Die Lage von Poisoux 1 sowie die im Vergleich mit den benachbarten Bohrlöchern geringe Mächtigkeit der Trias am Rand des Bressegrabens lässt es am wahrscheinlichsten erscheinen, dass es sich bei dem Kontakt zwischen Grundgebirge und Keuper um eine oligozäne Abschiebung handelt. Die Halbgräben, die infolge dieser extensiven Tektonik entstehen, werden im Jura oft durch das Hineinfließen von Evaporiten aufgefüllt (JORDAN et al., 1990). Die diskordante Überlagerung von Karbon durch Muschelkalk in der Bohrung Humilly 2 legt eine Hochlage dieses Gebietes während des Perms und Buntsandsteins nahe. Ein Lithofaziesprofil konnte wegen mangelnder Daten hier nicht erstellt werden.

Profil E-G: Laveron - La Chandeliere



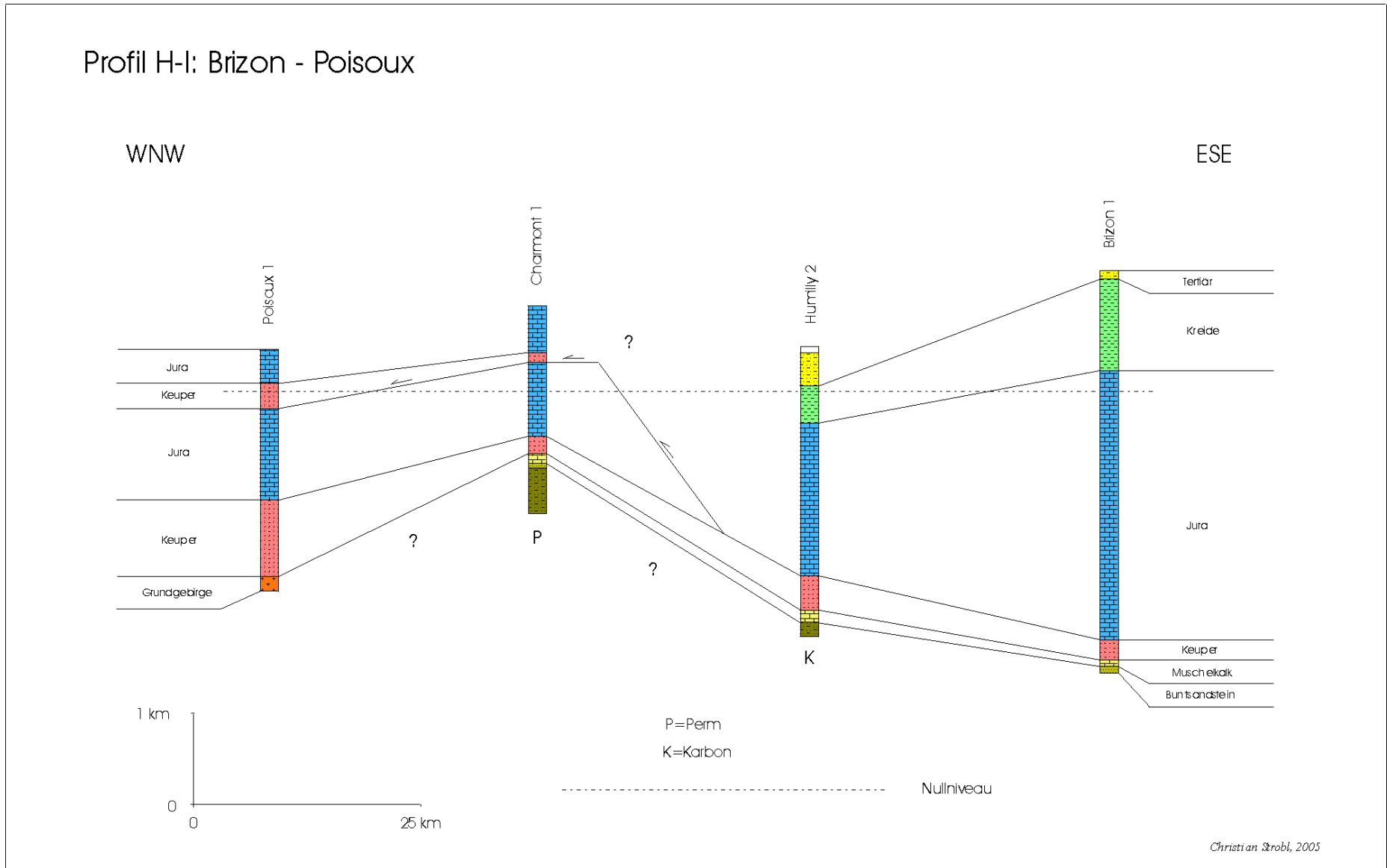
Christian Strobl, 2005

**Bild 6-8:** Chronostratigraphisches Profil E-G: Laveron 1 - La Chandeliere 1D.



**Bild 6-9:** Lithofaziesprofil E-G: Laveron 1 - La Chandeliere 1D.





**Bild 6-10:** Chronostratigraphisches Profil H-I: Brizon 1 - Poissoux 1.

## 6.6 Zusammenfassung:

Die Bohrlochkorrelationen geben, da keine Seismik zur Verfügung stand, einen ersten Überblick über die Lage von Mutter-, Speicher- und Deckgestein im Arbeitsgebiet. Während die chronostratigraphischen Profile die heutige Lage zeigen, zeichnen die Lithofaziesprofile den Ablagerungsraum zur Zeit der Permotrias nach.

Betrachtet man die chronostratigraphischen Profile, sieht man, dass die Trias im Französischen Jura in der Gegend von Chatelblanc („Haute Chaîne“) ihre größte Versenkungstiefe erreicht und nach N, W und SW wieder ansteigt. Deutlich ist in Bild 6-10 die Hochlage des Juras gegenüber dem Bressegraben im W und der Molasse im SE zu erkennen.

Die Lithofaziesprofile vermitteln ein Bild vom Burgunder Trog zur Zeit der Trias. Die Mächtigkeit von Buntsandstein (=Speichergestein) und Muschelkalk (=Deckgestein) nehmen von allen Seiten zum „Haute Chaîne“ (Chatelblanc 1, Laveron 1) hin zu, wo sich somit das Depotzentrum des Burgunder Trogs vermuten lässt. Während der Buntsandstein im ganzen Gebiet sandig ausgebildet ist, besteht der Muschelkalk aus Sandstein-Ton- und Dolomit-Ton-Folgen an der Basis sowie Anhydrit-Ton-Wechselagerungen und Karbonaten im mittleren und oberen Teil. Die Lithologie des Perms wird überwiegend von Sandstein-Ton-Folgen gebildet, untergeordnet treten auch Konglomerate auf. In den N-S-Profilen zeigt das Perm zwei Zonen erhöhter Mächtigkeit, die durch das Grundgebirge getrennt werden. Eine Deutung dieser Struktur als zwei Gräben, die durch eine Schwelle getrennt werden, liegt nahe.

## 7 Subsidenzgeschichte

Für eine quantitative Modellierung der Beckenentwicklung braucht man ein detailliertes Wissen über die vielen Prozesse (Subsidenz, Sedimentation, Erosion, Hebung, Diagenese, Deformation, ...) und Bedingungen (Wärmefluss, Paläo-Oberflächentemperaturen, Ablagerungstiefe, ...) die während seiner Entstehung gewirkt bzw. geherrscht haben.

Im Zentrum der Untersuchungen stehen die Rekonstruktion der Subsidenzgeschichte und in diesem Zusammenhang v.a. die Durchführung der Dekompaktion der heute vorliegenden lithostratigraphischen Einheiten sowie im Anschluss die Trennung in tektonisch bedingte und in durch sedimentäre Auflast verursachte Subsidenz (Backstripping-Verfahren, s.a. **Kapitel 2**). Im folgenden werden alle Modellparameter beschrieben, die das konzeptionelle Modell für die Subsidenzgeschichte des Französischen Jura bestimmen. Einen Überblick gibt **Tabelle 7-1**.

Die Basis für die Rekonstruktion der Subsidenzgeschichte bildet die lithostratigraphische Abfolge. Die lithostratigraphische Abfolge ergibt sich durch die Auswertung von Bohrungen (oder Aufschlüssen). Hierbei erfolgt eine Umsetzung lithologisch voneinander abgrenzbarer Einheiten in lithostratigraphische Einheiten. Dieser komplexe Vorgang besteht nach POELCHAU et al. (1997) im wesentlichen aus zwei Arbeitsschritten:

- der Abgrenzung lithologischer Einheiten auf Grund unterschiedlicher lithologischer, fazieller und physikalischer Parameter (Lithostratigraphie)
- der Einordnung dieser Parameter in ein definiertes Zeitgerüst, der Chronostratigraphie

Die Festlegung dieser Randbedingungen erfolgt z.T. durch eigene Auswertungen (Well Logs), z.T. beruht sie auf Daten, die der aktuellen Literatur entnommen wurden.

### 7.1 Konzeptionelles Modell

Die Entwicklung eines Sedimentbeckens wird durch die Summe aller geologischen, geophysikalischen und geochemischen Faktoren bestimmt, die während seiner gesamten geologischen Geschichte auf dasselbe einwirken (POELCHAU et al., 1997). Die Vielzahl dieser unterschiedlichen Faktoren, die in das Modell eingehen, stellen das konzeptionelle Modell für die Subsidenzanalyse dar (s. **Kapitel 2**).

#### 7.1.1 Lithostratigraphie

Bei der Auswertung der Bohrlochprotokolle wurden bereits definierte lithostratigraphische Einheiten (z.B. Keuper) lithologisch erfasst. Dieser Arbeitsschritt beinhaltet eine Reduktion der komplexen Lithologie (z.B. Wechselagerung Mergel / Anhydrite mit untergeordnet Dolomiten), wie sie in der Natur vorliegt, auf einfache Lithologien, wie sie in dem Programm BasinMod<sup>©32</sup> definiert werden können (z.B. Anhydritic Marl).

In BasinMod<sup>©</sup> können Lithologien auf drei verschiedene Arten definiert werden:

- Mischung vorhandener Lithologien
- Mischung vorhandener Minerale
- Definition neuer Lithologien

Die Lithologien, die bei der Modellierung in dieser Arbeit verwendet wurden, finden sich in **Anhang J**.

---

<sup>32</sup> Die Beckenmodellierung im Rahmen dieser Arbeit erfolgte mit dem Computerprogramm BasinMod ©.

	Modellparameter	Beschreibung / Quelle	Einfluss auf das Modell
<b>Modellparameter der Absenkungsgeschichte (Backstripping, Dekompaktion)</b>	Lithostratigraphie	Bohrlochprotokolle, Lithologien aus BasinMod	Wärmeleitfähigkeit, Spezifische Wärmekapazität, Porosität, Permeabilität, Kompaktion
	Chronostratigraphie	Literatur	Definition des zeitlichen Rahmens
	Eustatische Meeresspiegelschwankungen	Haq-Vail-Kurven, Literatur	Korrekturfaktor bei der Berechnung der tektonischen Subsidenz
	Ablagerungstiefe (Paläobathymetrie)	Fazies, Fossilien, Mineralien, Geologische Geschichte	Korrekturfaktor bei der Berechnung der tektonischen Subsidenz
	Dichte	Lithologie (Bohrlochprotokolle), Petrophysik	Kompaktion/Subsidenz,
	Porosität	Lithologie (Bohrlochprotokolle), Petrophysik	Kompaktion/Subsidenz,
	Erosion (max. Absenkung)	Geologische Geschichte	Modellierung der thermischen Geschichte
	Strukturelle Entwicklung	Tektonischer Bau, Seismik, Geologische Geschichte	Rekonstruktion der Absenkungsgeschichte

**Tabelle 7-1:** Tabelle der Modellparameter, die wesentlichen Einfluss auf das konzeptionelle Modell des Französischen Jura haben.

Für jede Lithologie sind spezifische Eigenschaften beschrieben, die entweder für die Modellierung der Subsidenzgeschichte (Dichte, Porosität, Kompaktionsfaktor, Exponentialfaktor<sup>33</sup>) oder für die Modellierung der thermischen Geschichte (Wärmeleitfähigkeit, spezifische Wärmekapazität) relevant sind.

### 7.1.2 Chronostratigraphie

Die Definition der stratigraphischen Abfolge ergibt ein bestimmtes Zeitgerüst. Dies erst

ermöglicht eine numerische Modellierung, deren Basis zwangsläufig die Abstraktion der kontinuierlichen Natur in Form von diskreten Zahlen bildet.

Um den Einfluss unterschiedlicher Zeitskalen auf die numerische Modellierung zu testen, wurden vier unterschiedliche Zeitskalen ausgewählt, und an mehreren Beispielen getestet. Bei den hierfür verwendeten Zeitskalen handelt es sich um die Zeitskala nach

- GRADSTEIN et al. (2004)
- GRADSTEIN und OGG (1996)
- HARLAND et al. (1990)
- HAQ et al. (1987)

Diese Zeitskalen sind in **Anhang K** dargestellt und näher erläutert.

<sup>33</sup> Der Kompaktionsfaktor und der Exponentialfaktor geben das Ausmaß der Kompaktion an, die ein Sediment während der Absenkung erfährt. Die Einheiten ist [1/km]. Je größer der Wert ist, desto größer ist der Betrag der Kompaktion, den dieses Sediment durchläuft. Der Kompaktionsfaktor wird bei der Dekompaktionsmethode nach FALVEY und MIDDLETON (1981) verwendet, der Exponentialfaktor bei der Dekompaktionsmethode nach SCLATER und CHRISTIE (1980).

Alter / Stufe	Lokalnamen 1	Lokalnamen 2	Alter [Ma]
Chatt		Gres de Base	28,5 - 26,2
Coniac - Maastricht	Senon		89,0 - 65,0
Apt		Clansayésien	115,1 - 112,2
Apt		Gargasien	118,1 – 115,1
Apt		Bédoulien	121,0 - 118,1
Barreme - Apt	Urgonien		127,0 - 112,2
Hauterive	Neokom	Calcaire de Neuchatel	132,0 - 127,0
Berrias - Hauterive	Neokom		140,6 - 127,0
Berrias		Purbeck	144,2 - 140,6
Tithon		Portland	150,7 - 144,2
Oxford		Sequanien	155,4 - 154,1
Oxford		Rauracien	156,8 - 155,4
Oxford		Argovien	159,4 - 158,1
Callov		Dalle Nacree	164,4 - 161,9
Bajoc		Grande Oolith	176,5 - 172,9
Pliensbach	Charmouthien	Domerien	192,5 - 189,6
Pliensbach	Charmouthien	Carixien	195,3 - 192,5
Pliensbach	Charmouthien	Carixien - Domerien	189,6 - 195,3
Sinemur	Lotharingien		198,6 - 195,3
Karn - Nor	Keuper	Keuper Inf. - Keuper Sup.	227,4 - 209,6
Nor	Keuper	Keuper Sup.	217,0 - 209,6
Karn - Nor	Keuper	Keuper Moy.	222,9 - 217,0
Karn	Keuper	Keuper Inf.	227,4 - 222,9
Ladin	Lettenkohle		230,9 - 227,4
Anis - Ladin	Muschelkalk	Muschelkalk Inf. - Muschelkalk Sup.	241,7 - 230,9
Ladin	Muschelkalk	Muschelkalk Sup.	234,3 – 230,9
Anis	Muschelkalk	Muschelkalk Moy.	238,0 - 234,3
Anis	Muschelkalk	Muschelkalk Inf.	241,7 - 238,0
Skyth	Buntsandstein		248,2 - 241,7
Kazan - Tatar	Zechstein	Thuringium	256,0 - 248,2
Kazan - Tatar	Zechstein	Thuringium	256,0 - 248,2
Sakmar - Kungur	Rotliegendes	Autunium - Saxonium	282,0 - 256,0
Sakmar - Kungur	Rotliegendes	Saxonium	282,0 - 256,0
Artinsk - Kungur	Rotliegendes	Autunium	269,0 - 256,0

**Tabelle 7-2:** Die Tabelle zeigt die chronostratigraphische Einordnung für lithostratigraphische Einheiten nach GRADSTEIN und OGG (1996). Bestimmte lokale lithostratigraphische Einheiten lassen sich keinen übergeordneten chronostratigraphischen Grenzen zuordnen. Dies liegt v.a. daran, dass die Einteilung solch lokaler lithostratigraphischer Einheiten entweder auf ungenauen makroskopischen Kriterien oder auf hochauflösenden biostratigraphischen Zonen beruht. Beide Typen können in der Regel keinen chronostratigraphischen Abschnitten zugeordnet werden. In diesen Fällen wurde das Alter für die entsprechende Grenze arithmetisch gemittelt. Alle genaueren Zeitangaben sind auf eine Nachkommastelle gerundet. Die Zeitskala nach GRADSTEIN und OGG (1996) wurde wegen der besseren Kompatibilität mit den Literatur- und Bohrungsdaten der aktuelleren Zeitskala nach GRADSTEIN et al. (2004) vorgezogen.

Im Rahmen dieser Arbeit wurde die Zeitskala nach GRADSTEIN und OGG (1996) verwendet, da diese im Vergleich zur aktuelleren Zeitskala nach GRADSTEIN et al. (2004) eine bessere Kompatibilität mit den Literatur- und Bohrungsdaten aufweist.

Wie schon bei THOMSEN und LERCHE (1997) beschrieben, ergab die Verwendung unterschiedlicher Zeitskalen keine signifikanten Auswirkungen auf die Ergebnisse der Beckenmodellierung. So ergaben sich bei der Berechnung der Vitrinit-Reflexion maximale Unterschiede von nur ca. 1 % des Vitrinit-Gesamtwerts. Die Ergebnisse der Sensitivitätsanalyse sind in **Anhang N** tabellarisch dargestellt.

Bestimmte lokale lithostratigraphische Einheiten lassen sich allerdings nicht übergeordneten chronostratigraphischen Grenzen zuordnen. Dies liegt v.a. daran, dass die Einteilung solch lokaler lithostratigraphischer Einheiten auf hochauflösenden biostratigraphischen Zonen beruht, die in der Regel keinen chronostratigraphischen Abschnitten zugeordnet werden können.

Zum Beispiel lässt sich der Obergrenze der „Dalle Nacree“ keine entsprechende, übergeordnete chronostratigraphische Grenze zuweisen. Entsprechend CONTINI und BOURQUIN (1969) liegt die Einheit der „Dalle Nacree“ im unteren Callov. In solchen Fällen wurde das Alter für die entsprechende Grenze arithmetisch gemittelt (s.a. **Tabelle 7-2**):

Untergrenze Callov: 159,4 Ma

Obergrenze Callov: 164,4 Ma

Obergrenze „Dalle Nacree“: 161,9 Ma

Die Zahlen für die Unter- und Obergrenze des Callov stammen in diesem Fall aus der Zeitskala von GRADSTEIN und OGG (1996). Die Werte für die Dichte und die initiale Porosität, die für die Subsidenzanalyse in dieser Arbeit verwendet wurden, sind in **Anhang J** aufgelistet. Diese beiden Parameter sind Vorausset-

zung für die Durchführung der Dekompaktion, wie sie als Korrekturfaktor bei der Durchführung der Backstripping-Methode durchgeführt wird (s.a. **Kapitel 7.2.2**).

### 7.1.3 Eustatische Meeresspiegelschwankungen

Zur Berechnung der tektonischen Subsidenz wird als ein Korrekturfaktor der Betrag der absoluten Meeresspiegelschwankungen im Lauf der Zeit benötigt. Absolute Meeresspiegelschwankungen geben die Differenz des Paläomeeresspiegels relativ zum heutigen an (s.a. **Kapitel 2.3** und **Anhang D**:  $\Delta_{SL}$  = Eustatische Meeresspiegelschwankung in [m]).

Zeit [Ma]	Meeresspiegel [m]
25	135
50	210
75	250
100	210
125	100
150	110
175	70
200	0
225	70
250	-20

**Tabelle 7-3:** Werte für die absoluten Meeresspiegelschwankungen seit 250 Ma nach HAQ et al. (1987), wie sie bei Subsidenzanalyse in dieser Arbeit verwendet wurden.

Im Rahmen dieser Arbeit wurden die Werte für die absoluten Meeresspiegelschwankungen aus den sogenannten Haq-Vail-Kurven benutzt (HAQ et al., 1987). Die Werte wurden im Abstand von 25 Ma den sog. „long term curves“ entnommen (s. **Tabelle 7-3** und **Anhang L**).

Es muss allerdings beachtet werden, dass ein eustatischer Meeresspiegelanstieg in den „Haq-Vail-Kurven“ nicht unbedingt mit ei-

nem lokalen Meeresspiegelanstieg zusammenfallen muss. Dies ergibt sich aus dem Umstand, dass eustatische Meeresspiegelschwankungen oft durch Stress-induzierte, lokale, kurzzeitige Vertikalbewegungen überdeckt werden können (CLOETINGH, 1992; EMERY und MYERS, 1996). Solche Vertikalbewegungen sind im einzelnen jedoch schwer zu identifizieren und konnten bei der Durchführung der Subsidenzanalyse nicht berücksichtigt werden.

#### 7.1.4 Paläobathymetrie

Die Tiefe zur Zeit der Ablagerung ist neben den eustatischen Meeresspiegelschwankungen ein weiterer Korrekturfaktor zur Berechnung der tektonischen Subsidenz (s.a. **Anhang D**:  $W_d = \text{Paläo-Wassertiefe in [m]}$ ). Im Gegensatz zu den eustatischen Meeresspiegelschwankungen, die global gelten und somit für den gesamten Untersuchungsraum identisch sind, ist die Paläo-Ablagerungstiefe vom unmittelbaren Ablagerungsraum (Tafeljura, „Jura Externe“, „Haute Chaîne“, ...) abhängig und somit innerhalb des Untersuchungsraums variabel.

Die Rekonstruktion der Paläobathymetrie erfolgt separat für jede Bohrung und beruht auf unterschiedlichen, indirekten, primären und sekundären Faktoren:

- Fossilien (primär)
- Mineralien (primär)
- Fazies (sekundär)
- Geologische Geschichte (sekundär)

Da diese Informationen nicht für jede Schicht, die bei der Modellierung verwendet wurde, zur Verfügung steht, ist die Rekonstruktion der Paläobathymetrie zum Teil nur sehr lückenhaft möglich. Aus diesem Grund konnte die Paläobathymetrie für die verwendeten lithostratigraphischen Einheiten nur grob abgeschätzt werden. **Tabelle 7-4** zeigt diese ge-

schätzten Paläowassertiefen für Faziesbereiche, wie sie im Arbeitsgebiet vorkommen. Die Rekonstruktion der Paläobathymetrie erfolgte nach Angaben aus der Literatur (s.a. DEBRAND et al., 1984; WILDI et al., 1989; ROUX et al., 1988).

Stellvertretend für diese Vorgehensweise wird die Rekonstruktion der Paläobathymetrie am Beispiel der Bohrung Misery 1 in **Kapitel 7.2** besprochen.

Fazies	Paläotiefe [m]
Interne Plattform	20
Barriere	10
Externe Plattform	20-50
Talus	50-200
Beckenrand (= hemipelagisch)	200-500
Becken (= pelagisch)	> 500
Evaporite	0-20
Eisenooolithe	0-50 <sup>34</sup>
Glaukonit	~ 200
Kreidesedimente	> 200
Brackwasserfazies	0-10
Küstenfazies	0-10
Obere Meeresmolasse	50-200

**Tabelle 7-4:** Abschätzung von unterschiedlichen Paläo-Wassertiefen für verschiedene Faziesbereiche, wie sie im Arbeitsgebiet auftreten (nähere Erläuterung im Text).

#### 7.1.5 Dichte und Porosität

Die Dichte der Minerale, die Sedimentgesteine bilden, reicht von ca. 2,15 g/cm<sup>3</sup> für Evaporite bis ca. 2,85 g/cm<sup>3</sup> für Dolomit. Sand-, Silt- und Tonsteine besitzen eine Dichte von ca. 2,6 g/cm<sup>3</sup>, Kalk von ca. 2,7 g/cm<sup>3</sup>. Die Gesteinsdichten, die in dieser Arbeit verwendet wurden, sind in **Anhang J** beschrieben.

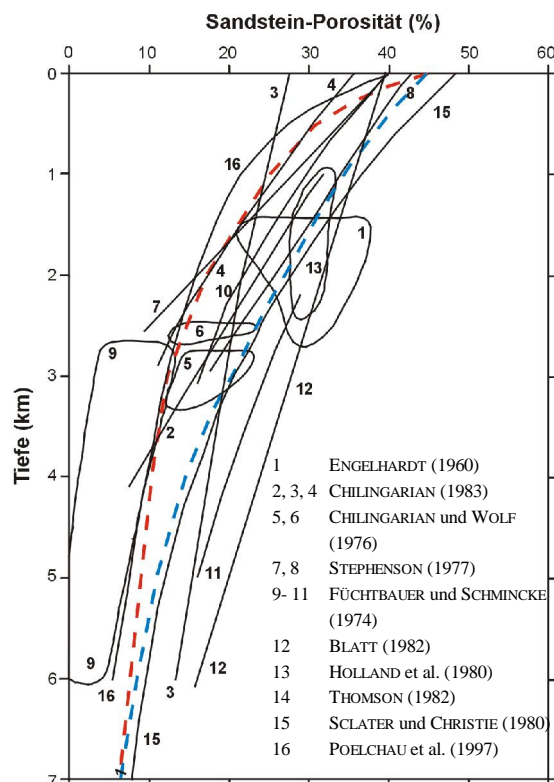
<sup>34</sup> Die Ablagerungstiefe von Eisenoolithen reicht von knapp unter der Meeresoberfläche bis knapp über die Sturmwellenbasis (BURKHALTER, 1995).

Daneben hängt die Dichte von Gesteinen sehr stark von der Porosität des Gesteins ab. Die Varianz der Porosität von Sedimenten ist sehr groß, da sie sowohl von unterschiedlichen Ablagerungsbedingungen als auch von der während der Diagenese einsetzenden Kompaktion bestimmt wird.

Die initiale Porosität, d.h. die Porosität, wie sie nach der Sedimentation gegeben ist, ist von vielen unterschiedlichen Faktoren abhängig. Zu diesen gehören Sortierung, Form und Größe der Komponenten, Wassergehalt, Sedimentationsrate, u.a. Sie reicht von 25-55% für Sandsteine bis zu 40-90% für Tone (PERRIER und QUIBLIER, 1974). Nach FÜCHTBAUER (1989) besitzen Kalke eine noch größere Bandbreite, die von 40% bis 90% Ausgangsporosität reichen kann.

Mit zunehmender Versenkung kommt es im Lauf der Diagenese zu einer Verringerung der Porosität infolge Kompaktion. Wichtige Prozesse sind hierbei die Verdichtung der Sedimentkörner durch Auflastdruck als auch die Füllung der Porenräume durch die Ausfällung von Calcit, Quarz, u.a. aus übersättigten Porenwässern (nach HIBBARD, 1995). Die Abnahme der Porosität mit zunehmender Tiefe hängt darüber hinaus von zahlreichen Faktoren ab, wie der Mächtigkeit der überlagernden Schichten, der Zeitdauer, den Ablagerungs- und Diagenesebedingungen, hydrostatischen Drücken (v.a. „Overpressuring“), tektonischen Bedingungen, usw. (CHILINGARIAN und WOLF, 1976).

Im Rahmen dieser Arbeit wurde der Verlauf der Porosität in Abhängigkeit von der Tiefe mittels der Gleichungen nach SCLATER und CHRISTIE (1980)<sup>35</sup> und nach FALVEY und MIDDLETON (1981)<sup>36</sup> berechnet (**Anhang D**).



**Bild 7-1:** Diagramm unterschiedlicher Sandstein-Porositäten nach WYGRALA (1989). Die blaue und die rote Linie wurden im Rahmen dieser Arbeit verwendet. Nähere Erläuterung im Text.

Die Werte für die Dichte und die initiale Porosität, die für die Subsidenzanalyse in dieser Arbeit verwendet wurden, sind in **Anhang J** aufgelistet. Diese beiden Parameter sind Voraussetzung für die Durchführung der Dekompaktion, wie sie als Korrekturfaktor bei der Durchführung der Backstripping-Methode durchgeführt wird (s.a. **Kapitel 7.2.2**).

### 7.1.6 Kompaktionsfaktor und Exponentialfaktor

Der Kompaktionsfaktor wird bei der Dekompaktionsmethode nach FALVEY und MIDDLETON (1981) verwendet, der Exponentialfaktor bei der Dekompaktionsmethode nach SCLATER und CHRISTIE (1980).

Der Kompaktionsfaktor und der Exponentialfaktor geben das Ausmaß der gesamten Kom-

<sup>35</sup> blaue Kurve **Bild 7-1, Gleichung 2-1 (Kapitel 2-3)**

<sup>36</sup> rote Kurve **Bild 7-1, Gleichung 2-2 (Kapitel 2-3)**



paktion an, die ein Sediment während der Absenkung und Diagenese erfährt. Die Einheiten ist [1/km]. Je größer der Wert ist, desto größer ist der Betrag der Kompaktion, den dieses Sediment durchläuft.

Die Werte für den Kompaktionsfaktor und den Exponentialfaktor, die für die Subsidenzanalyse in dieser Arbeit verwendet wurden, sind in **Anhang J** aufgelistet.

## 7.2 Subsidenzanalyse

Das Ziel der Subsidenzanalyse ist in erster Linie die Darstellung einer Subsidenzkurve und darüber hinaus die Berechnung der Sedimentationsraten über den Zeitraum der Beckenentwicklung. Dieses Vorgehen wird auch als Backstripping bezeichnet und setzt, nach Rekonstruktion der stratigraphischen Entwicklung (**Kapitel 7.2.1**), die Durchführung dreier Korrekturen für die heute vorliegenden, stratigraphischen Mächtigkeiten voraus (s.a. **Kapitel 2-3** und **Anhang D**):

- Dekompaktion (**Kapitel 7.2.2**)
- Paläobathymetrie (**Kapitel 7.2.3**)
- Eustatische Meeresspiegelschwankungen (**Kapitel 7.2.4**)

### 7.2.1 Rekonstruktion der stratigraphischen Entwicklung

Die überlieferte Stratigraphie ergibt sich aus den Bohrprofilen, die aus der Bohrlochdatenbank des PaläoGIS exportiert werden (s.a. Beispiel in **Tabelle 7-5**). Problematisch bei der Erstellung der Subsidenzkurven sind v.a. die nicht im Bohrlochprotokoll verzeichneten Zeiträume, d.h. Schichtlücken bzw. Diskordanzen. Die Absenkung während dieser, nicht durch Gesteine dokumentierten, Zeiträume muss aus der Geologischen Geschichte (s.a.

**Kapitel 3.1**), der tektonischen Lage (s.a. **Kapitel 3.2**) und detaillierteren Informationen aus dem PaläoGIS (**Kapitel 4**) erschlossen werden.

Hierbei wurden aus der Kenntnis der geologischen Geschichte und der tektonischen Lage folgende Grundannahmen getroffen.

### Oberer Malm und Kreide

Obwohl **Oberer Malm und Kreide** zum großen Teil im Arbeitsgebiet nicht mehr erhalten sind, wurde auf Grund der in **Kapitel 3-1** gegebenen Darstellung eine durchgehende Sedimentation bis an die Kreide-Tertiär-Grenze angenommen.

Eine Ausnahme bilden hierbei Teile des nördlichen Jura, für die nach DEBRAND et al. (1984) eine Erosionszone im oberen Portland nachgewiesen ist, die sich bis ins Berrias erstreckt. Betroffen sind Teile des Tafeljura, des Plateaujura und des „Faisceaux“. Eine detaillierte Untersuchung für jede Bohrung erfolgte hierbei mit Hilfe des PaläoGIS.

Die Sedimentationsraten für die im Profil nicht dokumentierten Zeitabschnitte wurden, sofern vorhanden, mit Hilfe von Mächtigkeitsangaben aus dem PaläoGIS abgeschätzt (v.a. Isopachen- und Isohypsenkarten aus DEBRAND et al., 1984). Waren keine Mächtigkeitsangaben vorhanden, wurde eine plausible Sedimentationsrate angenommen. Auf Grund der naheliegenden Hypothese, dass zeitlich aufeinander folgende Schichten einander ähnlicher sind als zeitlich weiter auseinander liegende, wurde angenommen, dass die Sedimentationsrate der fehlenden Schichten gleich der Sedimentationsrate der letzten dokumentierten Schicht entspricht.

## Tertiär

Die komplizierte Entwicklung im **Tertiär** wurde auf drei wesentliche Ereignisse reduziert: eozäne Erosion, spätligozäne bis frühmiozäne Sedimentation und spätmiozäne bis frühpliozäne Kompression (Überschiebungen und Verfaltung). Nach SCHEGG et al. (1997) und RIGASSI (1990) wurden für die Entwicklung der unterschiedlichen strukturellen Einheiten folgende Mächtigkeitswerte verwendet:

### Spätligozäne bis frühmiozäne Sedimentation

- Molasse: 2500 - 3000 m
- „Haute Chaîne“: 200 - 700 m
- „Jura Externe“, Tafeljura: 100 - 400m

### Überschiebungen an der Miozän-Pliozän-Grenze

Für den Tafeljura und den Französischen Plateaujura wurden keine Überschiebungen angenommen (s.a. **Kapitel 3.2**). Für den „Haute Chaîne“ und den „Faisceaux“ wurden folgende Werte verwendet:

- nördlicher Jura: 600 - 800m
- südlicher Jura: 1000 - 1500m
- entlang des Bressegrabens: 400 - 600m

Neben den oben besprochenen allgemeinen Grundannahmen werden für jede Bohrung noch spezifische Annahmen getroffen. Diese erfolgen v.a. mit Einsatz des PaläoGIS. Dies wird im folgenden am Beispiel der Bohrung Misery 1 besprochen.

### Beispiel: Bohrung Misery 1

Das Alter der Gesteine, die bei der Referenzbohrung Misery 1 erbohrt wurden, reichen vom Perm bis in den oberen Lias (siehe **Bild 7-2** und **Tabelle 7-5**). Dies bedeutet, dass für die Subsidenzanalyse der Zeitraum vom mittleren Jura (Dogger) bis heute mittels Annah-

men ergänzt werden muss, die weiter unten detailliert beschrieben sind.

Eine durchgehende Sedimentation bis an die Kreide-Tertiär-Grenze (Hypothese **Kapitel 3**) kann für die Bohrung Misery 1 nicht angenommen werden.



**Bild 7-2:** Stratigraphisches Säulenprofil der Erdölbohrung Misery 1.

### Mittlerer und Oberer Jura:

So weit nicht anders erwähnt, erfolgte die Rekonstruktion der fehlenden Schichten mit Hilfe des PaläoGIS (**Kapitel 4**) und somit nach den paläogeographischen Karten nach DEBRAND et al. (1984).

Im mittleren Jura lag das betroffene Gebiet in der Umgebung der Bohrung Misery 1 auf der „Plateforme Septentrionale“, und zwar im Bereich der externen Plattform (s.a. **Bild 7-3**).

Lithostratigraphie	Tiefe Top [m]	Mächtigkeit [m]	Alter Top [Ma]	Übergeordnete Lithologie
Lias Sup.	0 m	105 m	189,6 Ma	Mergel
Lias Moy.	105 m	66 m	195,3 Ma	Mergel
Lias Inf.	171 m	27 m	205,7 Ma	Mergel
Rhät	198 m	22 m	209,6 Ma	Mergel
Keuper Sup.	220 m	51 m	217,0 Ma	Schiefriger Mergel
Keuper Moy.	271 m	19 m	222,9 Ma	Dolomit
Keuper Inf.	290 m	78 m	227,4 Ma	Mergel
Lettenkohle	368 m	12 m	230,9 Ma	Dolomit
Muschelkalk Sup.	380 m	48 m	234,3 Ma	Dolomitischer Kalk
Muschelkalk Moy.	428 m	114 m	238,0 Ma	Tonschiefer
Muschelkalk Inf.	542 m	22 m	241,7 Ma	Tonschiefer
Buntsandstein	564 m	63 m	248,2 Ma	Kieseliger Sandstein
Perm	627 m	387 m	~ 260 Ma	Sandstein

**Tabelle 7-5:** Daten der Referenzbohrung Misery 1 aus der Bohrlochdatenbank. Das Alter der Basis des Perm in der Bohrung Misery 1 wurde auf 260 Ma geschätzt.

Ab dem mittleren Oxford kommt es erneut zur Bildung einer Karbonatplattform. Die Bohrung Misery 1 liegt innerhalb der Barrierefazies, wo es zur Bildung von Riffkalken kommt (s.a. **Bild 7-4**).

Bis zum Kimmeridge blieb das Gebiet auf der externen Plattform des helvetischen Schelfs, wo weiterhin die Sedimentation von Kalken und Mergeln dominierte (s.a. **Bild 7-5**). Ab dem Portland fällt die Region trocken und es kommt zur Ausbildung einer Erosionszone (s.a. **Bild 7-6**), die bis ins Berrias fort dauert.

### Unterkreide:

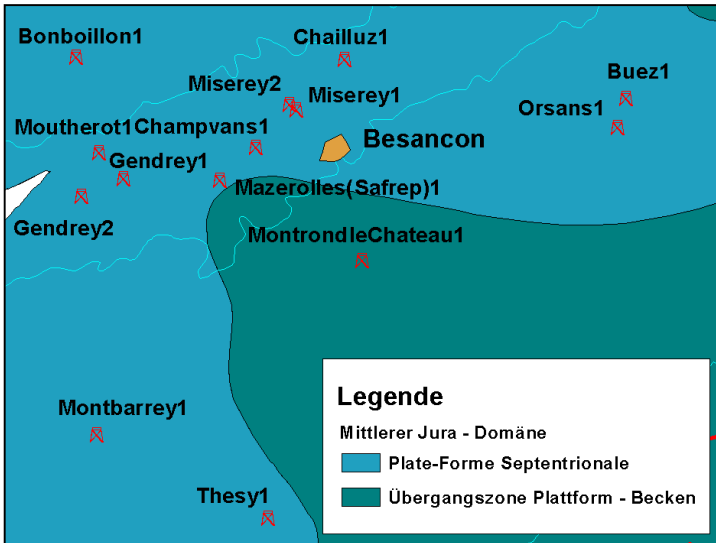
Ab dem oberen Berrias setzt eine Transgression ein und im Valangin befindet sich das Gebiet dann im Bereich der inneren Plattform. Es kommt zur Sedimentation von Rudistenkalken und Onkolithenkalken (s.a. **Bild 7-7**). Im Hauterive sinkt das Gebiet weiter ab, es liegt nun zwischen der „Plate-Forme Septentrionale“ im Nord-Westen und dem Vocontischen Trog im Süd-Osten. In diesem hemipelagischen Faziesbereich werden v.a. glaukonithaltige, meist sandige Mergel bzw. Kalk-Mergel-Wechselfolgen abgelagert (s.a.

**Bild 7-8**). Bis zum Ende der Unterkreide (Alb) kommt es erneut zu einer Hebung des Ablagerungsraums im Umfeld der Bohrung von Misery 1. Der Ablagerungsraum befindet sich nun auf der externen Plattform, es werden Sande und Glaukonitsandsteine abgelagert (s.a. **Bild 7-9**).

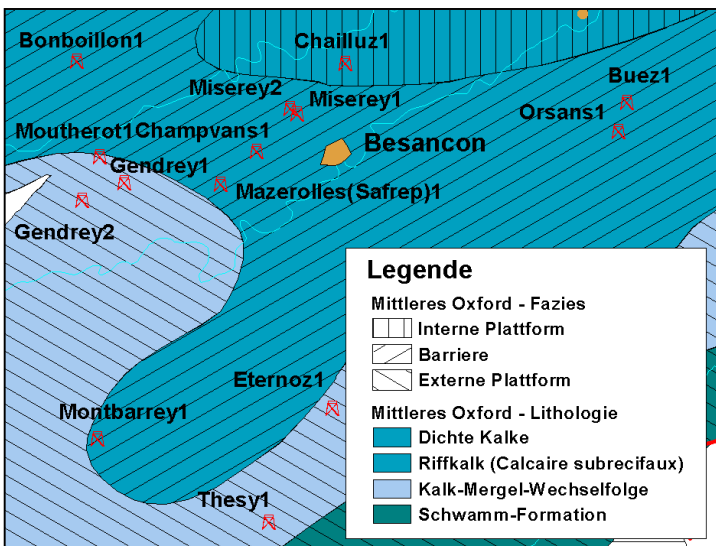
### Oberkreide:

Von der Oberkreide sind im Arbeitsgebiet nur Erosionsreste von marinem Cenoman, Turon und Senon<sup>37</sup> in Muldenkernen erhalten (GUILLAUME, 1966; WALTER, 1992). Eine durchgehende Sedimentation bis an die Kreide-Tertiär-Grenze erscheint als unwahrscheinlich. Im Bereich der Bohrung Misery 1 ist für das Cenoman (s.a. **Bild 7-10**) und das Turon die Ablagerung kreidiger Kalke anzunehmen, für den Rest der Oberkreide gibt es keine Anhaltspunkte. Für das Senon wurde nach ZIEGLER (1990) die Ablagerung flachmariner Karbonate angenommen (s.a. **Kapitel 3**).

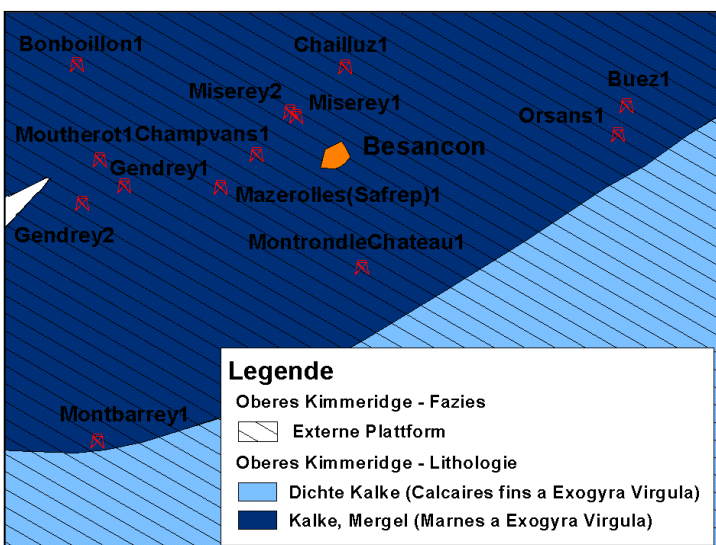
<sup>37</sup> Der Begriff „Senon“ geht auf d’Orbigny aus dem Jahr 1843 zurück und umfasst den Zeitraum vom Coniac bis zum Maastricht (HARLAND et al., 1990).



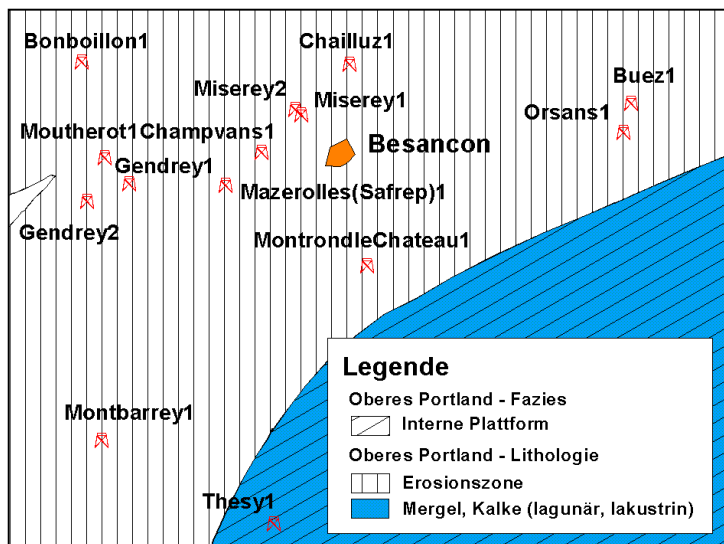
**Bild 7-3:** Paläogeographische Karte zur Zeit des mittleren Jura im Bereich der Referenzbohrung Misery 1 (nach DEBRAND et al., 1984). Die Bohrung Misery 1 befindet sich auf der „Plateforme Septentrionale“. Der Maßstab beträgt ca. 1:600.000.



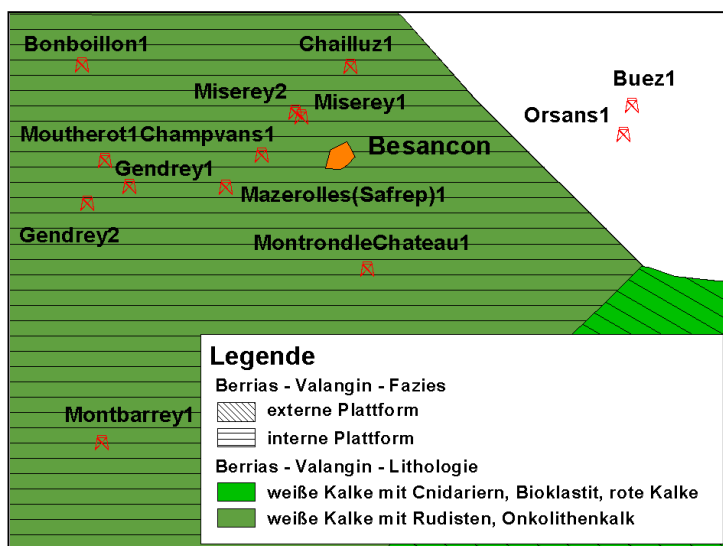
**Bild 7-4:** Paläogeographische Karte zur Zeit des mittleren Oxford im Bereich der Referenzbohrung Misery 1 (nach DEBRAND et al., 1984). Die Bohrung Misery 1 befindet sich im Faziesbereich der Barriere, wo es zur Ablagerung von Riffkalken kommt. Der Maßstab beträgt ca. 1:600.000.



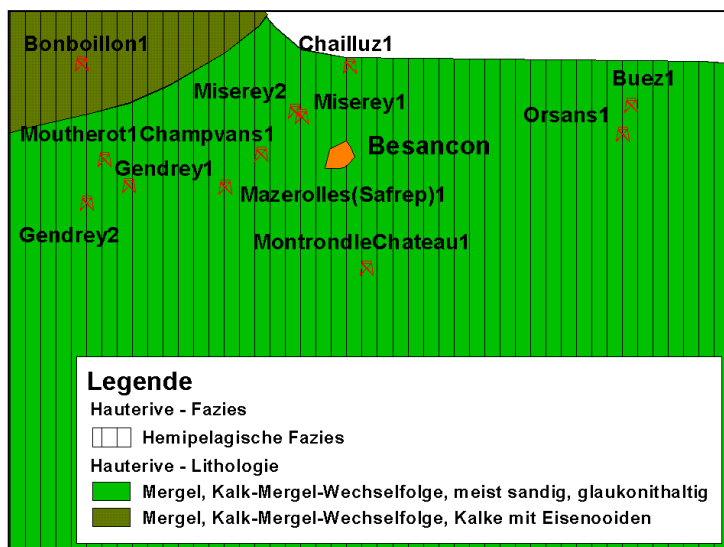
**Bild 7-5:** Paläogeographische Karte zur Zeit des oberen Kimmeridge im Bereich der Referenzbohrung Misery 1 (nach DEBRAND et al., 1984). Die Bohrung Misery 1 befindet sich auf der externen Plattform des helvetischen Schelfs. Der Maßstab beträgt ca. 1:600.000.



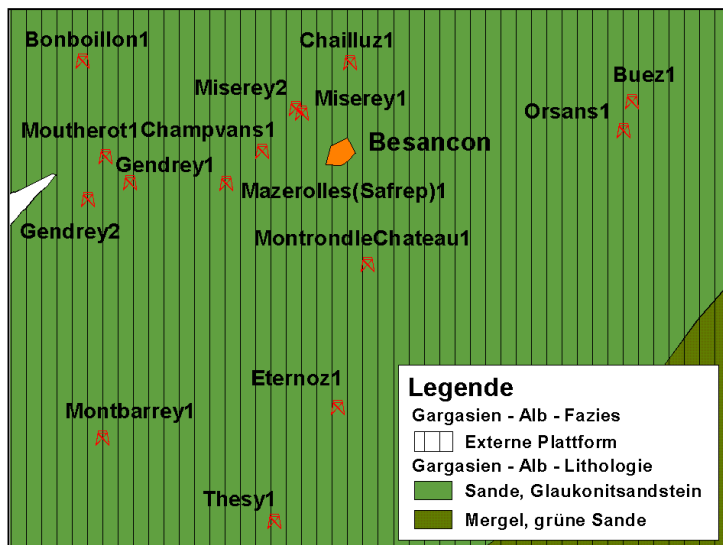
**Bild 7-6:** Paläogeographische Karte zur Zeit des oberen Portland im Bereich der Referenzbohrung Misery 1 (nach DEBRAND et al., 1984). Im Bereich der Bohrung Misery 1 ist deutlich eine Erosionszone zu erkennen. Der Maßstab beträgt ca. 1:600.000.



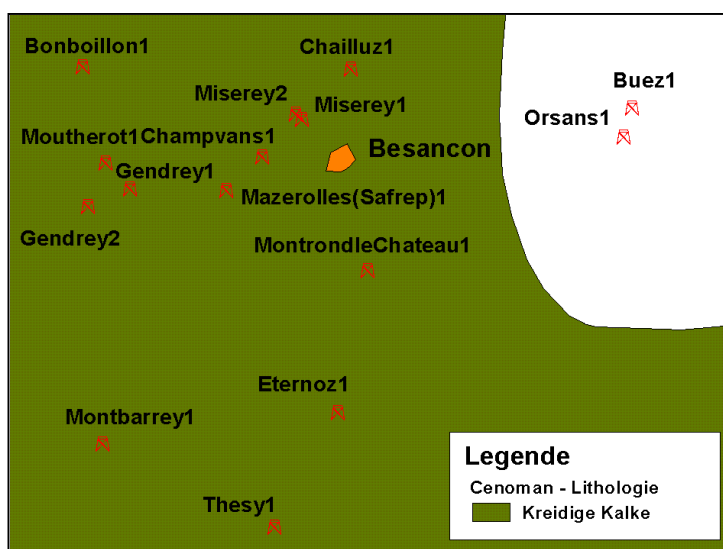
**Bild 7-7:** Paläogeographische Karte zur Zeit des Berrias bis Valangin im Bereich der Referenzbohrung Misery 1 (nach DEBRAND et al., 1984). Die Bohrung Misery 1 befindet sich auf der internen Plattform des helvetischen Schelfs. Der Maßstab beträgt ca. 1:600.000.



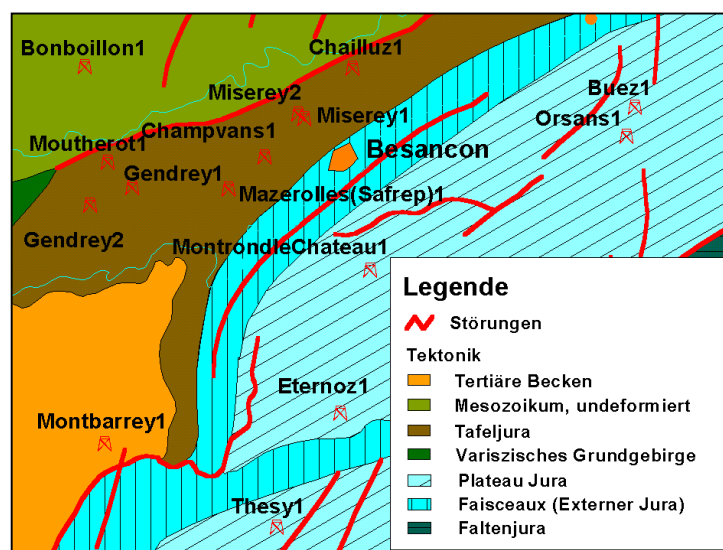
**Bild 7-8:** Paläogeographische Karte zur Zeit des Hauterive im Bereich der Referenzbohrung Misery 1 (nach DEBRAND et al., 1984). Die Bohrung Misery 1 befindet sich zwischen der „Plateforme Septentrionale“ im NW und dem Vocontischen Trog im SE im hemipelagischen Faziesbereich. Der Maßstab beträgt ca. 1:600.000.



**Bild 7-9:** Paläogeographische Karte zur Zeit des Gargasien bis Alb im Bereich der Referenzbohrung Misery 1 (nach DEBRAND et al., 1984). Die Bohrung Misery 1 befindet sich auf der externen Plattform. Der Maßstab beträgt ca. 1:600.000.



**Bild 7-10:** Paläogeographische Karte zur Zeit des Cenoman im Bereich der Referenzbohrung Misery 1 (nach DEBRAND et al., 1984). In einem großen Umfeld der Bohrung Misery 1 kommt es zur Ablagerung kreidiger Kalke. Der Maßstab beträgt ca. 1:600.000.



**Bild 7-11:** Tektonische Karte im Bereich der Referenzbohrung Misery 1 (nach CHAUVÉ und AUBERT, 1975). Die Bohrung Misery 1 befindet sich deutlich im Gebiet des Tafeljura. Der Maßstab beträgt ca. 1:600.000.

Lithostratigraphie	Mächtigkeit (m)	Alter Basis (Ma)	Übergeordnete Lithologie
Quartär	---	1,8	Keine Ablagerung
Frühmiozän (Ende des Burdigal <sup>38</sup> ) - Pliozän	-300	16,4	Erosion?
Spätoligozän bis Frühmiozän	<b>300</b>	28,5	Flachmarine, z.T. terrestrische Klastika
Paläozän – Eozän – Mitteloligozän (Rupel)	-265	65,0	Erosion
Senon	40	89,0	Flachmarine Karbonate?
Cenoman - Turon	<b>100</b>	98,9	Kreidige Kalke
Alb	40	112,2	Glaukonitsandstein, Sande
Barreme – Apt	40	127,0	Flachmarine Klastika
Hauterive	<b>10</b>	132,0	Mergel, Kalke
Valangin	<b>35</b>	137,0	Rudistenkalke
Portland - Berrias	-350	150,7	Erosion
Oxford - Kimmeridge	<b>100</b>	159,4	Kalke, Mergel
Mittlerer Jura	<b>250</b>	180,1	Plattformkalke

**Tabelle 7-6:** Rekonstruierte Stratigraphie der Referenzbohrung Misery 1, wie in **Kapitel 7.2.1** beschrieben. Die fettgeschriebenen Zahlen in der Spalte Mächtigkeit sind mit Hilfe des PaläoGIS ergänzt (zumeist nach DEBRAND et al., 1984). Die nicht fettgeschriebenen Zahlen in der Spalte Mächtigkeit sind bei Durchführung der Subsidenzanalyse rekonstruiert worden.

### Tertiär:

Wie schon weiter oben erwähnt, wurde die komplizierte Entwicklung im Tertiär auf drei wesentliche Ereignisse reduziert: eozäne Erosion, spätoligozäne bis frühmiozäne Sedimentation und spätmiozäne bis frühpliozäne Kompression (Überschiebungen und Verfaltung). Die Beträge von Sedimentation und Überschiebung sind hierbei abhängig von der strukturellen Einheit.

Die Lage der Bohrung Misery 1 ist innerhalb des Tafeljura (siehe **Bild 7-11**). Nach RIGASSI (1990) kann für die spätoligozäne bis frühmiozäne Sedimentation ein Betrag von 100 bis 400 m angenommen werden. Im Gegensatz zum Plateaujura und zum Faltenjura kommt es im Tafeljura (sowie in Französischen Plateaujura) zu keinen nennenswerten Überschiebungen.

Eine Zusammenfassung der rekonstruierten stratigraphischen Entwicklung ab dem mittle-

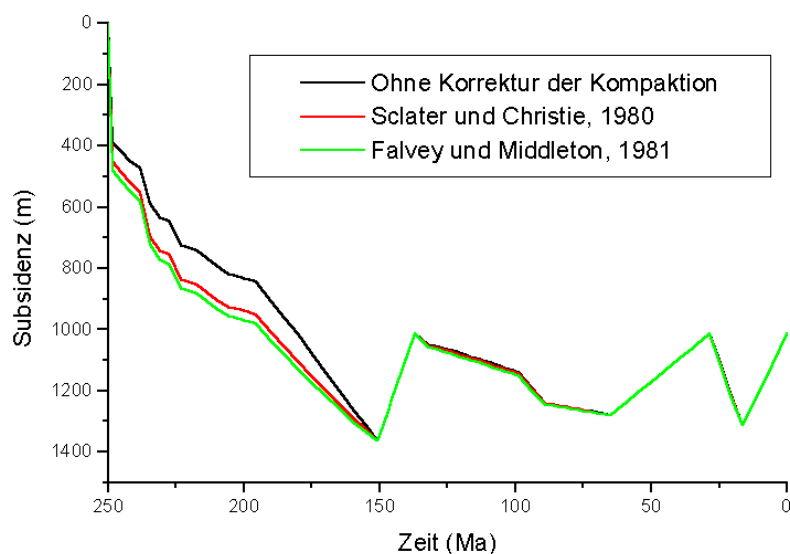
ren Jura zeigt **Tabelle 7-6**. Die Daten wurden mit Hilfe des PaläoGIS ermittelt:

- Lage der Bohrung im Arbeitsgebiet
- Durchführung einer virtuellen Bohrung (s. **Kapitel 4.4**)
- Auswertung und Interpolation der im PaläoGIS vorhandenen Schichtmächtigkeiten und Tiefenangaben
- Anfertigung der tektonischen und paläogeographischen Detailkarten, usw.

Fachliche Hauptgrundlage war der Geologische Atlas von Südost-Frankreich (DEBRAND et al., 1984). Die Bohrung Misery 1 soll exemplarisch die Vorgehensweise bei der Rekonstruktion der stratigraphischen Entwicklung zeigen.

Alle im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Subsidenzkurven werden in **Anhang M** dargestellt.

<sup>38</sup> RANGHEARD et al. (1990)



**Bild 7-12:** Subsidenzkurven der Referenzbohrung Misery 1 (schwarze Kurve ohne Korrektur der Kompaktion, rote Kurve nach SCLATER und CHRISTIE (1980) und grüne Kurve nach FALVEY und MIDDLETON (1981). Die um den Betrag der Kompaktion korrigierte Subsidenzkurve ist immer tiefer als die nicht korrigierte Kurven.

### 7.2.2 Dekompaktion

Unter Dekompaktion versteht man die Korrektur der heute vorliegenden, kompaktierten Mächtigkeiten um den Betrag des während der Absenkung (Diagenese) stattfindenden Verlustes an Porenraum. Die Korrektur der kompaktierten Mächtigkeiten haben einen wesentlichen Einfluss auf die thermische Geschichte und auf den zeitlichen Einsatz bestimmter Maturitätsstadien (Ölfenster, Gasfenster, usw.)

Nach DYKSTRA (1987) beeinflusst die Korrektur der kompaktierten Mächtigkeiten nicht den absoluten Maturitätsbetrag<sup>39</sup>, wie er am Schluss der geologischen Entwicklung heute gemessen werden kann, sondern den Einsatz der Erdölentstehung und den Einsatz der Migration aus dem Muttergestein. Die um den Be-

trag der Kompaktion korrigierte Subsidenzkurve ist immer tiefer als die nicht korrigierte Kurve (s.a. **Bild 7-12**). Die korrigierten Kurven haben somit eine höhere Subsidenzrate, was dazu führt, dass die Öl- und Gasentstehung früher einsetzt.

Viele Gründe, wie die Ausfällung von Zement während der Diagenese, Sammelkristallisation, Umkristallisation, u.a. können zu einer Verringerung des Porenraums führen (z.B. HIBBARD, 1995). Hauptursache für die Porositätsabnahme bei Sedimenten stellt jedoch die mechanische Kompaktion infolge zunehmender Versenkung dar. Nach PAXTON et al. (2002) kommt es z.B. bei Sandsteinen zu einer Abnahme der Porosität von 40 - 42 % an der Oberfläche bis auf ca. 28 % in 1500 m Tiefe. Zwischen 1500 m und 2500 m verringert sich das Porenvolumen nur mehr auf ca. 26%. Auch bis zu größeren Tiefen von über 6500 m ist keine weitere mechanische Kompaktion zu beobachten, d.h. erst in diesem Bereich erfolgt die Verminderung des Porenraums durch die Ausfällung von Zement.

<sup>39</sup> Dies gilt allerdings nur bei der Berechnung der Maturität nach Lopatin (LOPATIN, 1971; WAPLES, 1980). Bei der Anwendung kinetischer Modelle (z.B. BURNHAM und SWEENEY, 1989; SWEENEY und BURNHAM, 1990 oder SUZUKI et al., 1993) führt die Dekompaktion der sedimentären Mächtigkeiten nicht nur zu einem früheren Einsatz der Erdölentstehung, sondern auch zu einer höheren absoluten Endmaturität.



Für Sedimente unter normalen Druckverhältnissen besteht nach SCLATER und CHRISTIE (1980) ein exponentieller Zusammenhang zwischen der Porosität  $\Phi$  und der Versenkungstiefe  $z$  (s.a. **Gleichung 2-1**). Nach FALVEY und MIDDLETON (1981) trifft dieser exponentielle Zusammenhang zwischen der Porosität  $\Phi$  und der Versenkungstiefe  $z$  für flachere Versenkungstiefen  $z$  nicht zu. Infolgedessen berücksichtigen FALVEY und MIDDLETON (1981) als weiteren Faktor zur Berechnung der Porosität  $\Phi$  das Verhältnis des Porenraums zum Skelettvolumen (s.a. **Gleichung 2-2**), zusätzlich zur oben beschriebenen Änderung der Auflast. Die Berücksichtigung dieses zusätzlichen Faktors ergibt nach FALVEY und MIDDLETON (1981) eine tiefere Subsidenzkurve als die Gleichung nach SCLATER und CHRISTIE (1980). Dies zeigt auch das Beispiel der Bohrung Misery 1 in **Bild 7-12**.

Im Rahmen dieser Arbeit wurde eine mechanische Dekompaktion nach FALVEY und

MIDDLETON (1981) durchgeführt (s.a. **Anhang D** und **Kapitel 2.3**).

### 7.2.3 Paläobathymetrie

Unter Paläobathymetrie versteht man die Tiefe des Ablagerungsraums z.Zt. der Sedimentation. Diese muss berücksichtigt werden, wenn man die Position unterschiedlicher Bohrungen relativ zu einem einheitlichen Niveau (z.B. dem heutigen Meeresspiegel) betrachten will. Die Ermittlung der Wassertiefe zur Zeit der Ablagerung ist sehr komplex und nur für wenige Schichten im Detail möglich. Aus diesem Grund wurden die Paläo-Wassertiefen mit Hilfe der allgemeinen Annahmen aus **Kapitel 7.1.4** für jede Bohrung bestimmt. Diese Bestimmung beruht auf der Kenntnis der jeweiligen sedimentären Fazies, der eine vereinfachte Paläo-Wassertiefe zugeordnet werden kann. Die **Tabelle 7-7** zeigt dies am Beispiel der Bohrung Misery 1.

Lithostratigraphie	Fazies	Paläotiefe
Quartär	Keine Ablagerung	---
Frühmiozän - Pliozän	Erosion	---
Spätoligozän bis Frühmiozän	Obere Meeresmolasse	200 m
Paläozän – Mitteloligozän	Erosion	---
Senon	---	---
Cenoman - Turon	Äußerer Schelfbereich	200 m
Alb	Externe Plattform	50 m
Barreme – Apt	---	---
Hauterive	Hemipelagische Fazies	150 m
Valangin	Interne Plattform	10 m
Portland - Berrias	Erosion	---
Oxford - Kimmeridge	Externe Plattform bis Barriere	20 m
Mittlerer Jura	Externe Plattform bis Barriere	20 m
Lias	Externe Plattform	50 m
Rhät	Externe Plattform	50 m
Keuper	klastisch-evaporitisch	10 m
Lettenkohle	dolomitisch	20 m
Muschelkalk	tonig-evaporitisch	10 m
Buntsandstein	limnisch - deltaisch	> 10 m
Perm	terrestrisch	0 m

**Tabelle 7-7:** Rekonstruierte Paläobathymetrie der Referenzbohrung Misery 1. Die Wassertiefen wurden mit Hilfe der allgemeinen Annahmen aus **Kapitel 7.1.4** bestimmt und beruhen auf der Kenntnis der jeweiligen sedimentären Fazies.

Für das Hauterive wurde in Anlehnung an WILDI et al. (1989) eine Paläo-Wassertiefe von 150 m angenommen (statt der postulierten 500 m für einen hemipelagischen Ablagerungsraum aus **Tabelle 7-4**).

Der relativ große Fehler für bestimmte Paläo-Wassertiefen, der sich bei dieser Vorgehensweise ergibt, hat nur eine geringe Auswirkung auf die Subsidenz sowie auf die Modellierung der Maturität (s.a. Sensitivitätsanalyse in **Kapitel 8.3**).

#### 7.2.4 Eustatische Meeresspiegelschwankungen

Eustatische oder absolute Meeresspiegelschwankungen geben die Differenz des Paläomeeresspiegels relativ zum heutigen Meeresspiegel an (s.a. **Bild 7-15** und **Anhang L**).

Obwohl ein eustatischer Meeresspiegelanstieg nicht unbedingt mit einem lokalen Meeresspiegelanstieg zusammenfallen muss (CLOETINGH, 1992; EMERY und MYERS, 1996), wurden in dieser Arbeit für das gesamte Arbeitsgebiet die absoluten Meeresspiegelschwankungen aus den sogenannten Haq-Vail-Kurven (HAQ et al., 1987) benutzt (s.a. **Tabelle 6.2**).

Der relativ kleine Fehler für die auf diese Weise bestimmten, absoluten Meeresspiegelschwankungen hat nur eine geringe Auswirkung auf die Subsidenz sowie auf die Modellierung der Maturität (s.a. Sensitivitätsanalyse in **Kapitel 8.3**).

#### 7.2.5 Subsidenzkurve

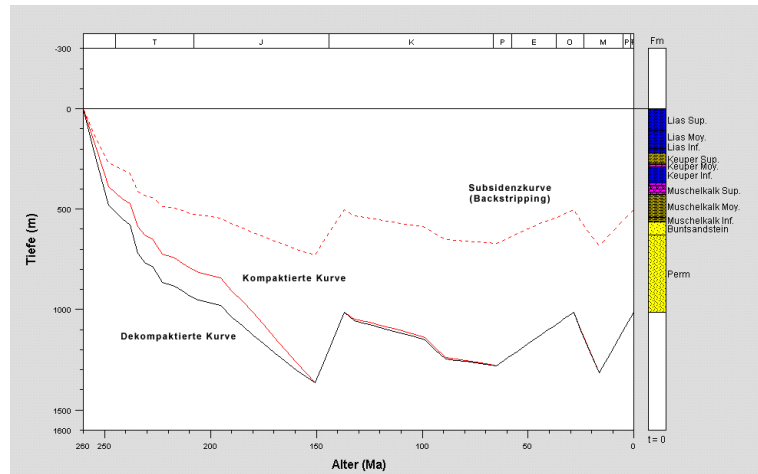
Für die Ermittlung der Subsidenzkurve muss ein Zeit-Tiefen-Diagramm erstellt werden, wie es in **Bild 2-2** bis **Bild 5-11** zu sehen ist. Bei diesem ist in Richtung der negativen x-Achse die Zeit, in Richtung der negativen z-Achse die Tiefe angetragen. Die Konstruktion der Subsidenzkurven für die einzelnen Horizonte beruht auf den Zeit- und Mächtigkeits-

angaben aus den Bohrlochprotokollen, wobei Schichtlücken durch Schlussfolgerungen, die aus dem Verlauf der Geologischen Geschichte (**Kapitel 7.2.1**) gezogen werden müssen, ergänzt werden.

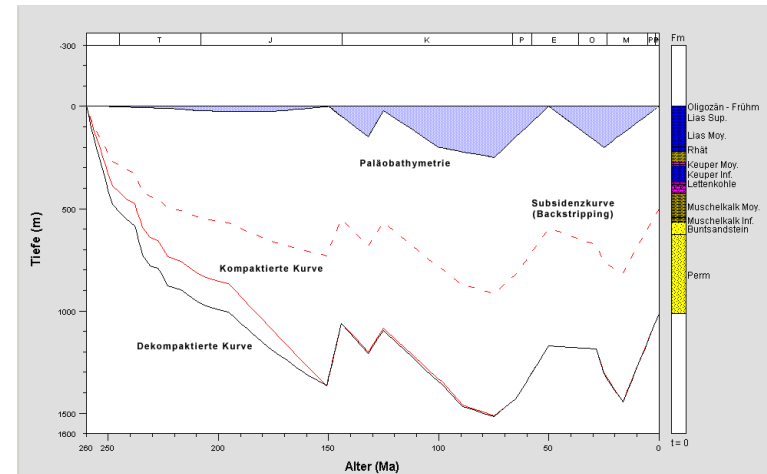
Nach Durchführung der Dekompaktion (s.a. **Kapitel 7.2.2**) wird das eigentliche Backstripping-Verfahren durchgeführt. Ergebnis des Backstripping ist die tektonische Subsidenz (s.a. **Gleichung 2-4**), d.h. die Subsidenz, die durch geodynamische Kräfte verursacht wird. Zu diesem Zweck wird die Gesamtsubsidenz in ihre zwei wesentlichen Bestandteile zerlegt, nämlich in eben diese durch tektonische Kräfte verursachte Subsidenz und eine durch sedimentäre Auflast verursachte Subsidenz. **Bild 2-2** zeigt die Subsidenzkurven für das Beispiel der Bohrung Misery 1. Dargestellt sind die kompaktierten und dekomptierten Mächtigkeiten sowie die mittels des Backstripping-Verfahrens ermittelte Kurve der tektonischen Subsidenz für den dekomptierten Fall.

Für die Berechnung der tektonischen Subsidenz werden die dekomptierten Mächtigkeiten und Sedimentdichten als Eingangsparemeter verwendet. Da das Produkt aus dekomptierter Sedimentmächtigkeit und dekomptierter Sedimentdichte (= dekomptierte Auflast) in der Regel kleiner ist als das Produkt aus kompakterter Sedimentmächtigkeit und kompakterter Sedimentdichte (= kompaktierte Auflast) sind auch die Werte der tektonischen Subsidenz für den dekomptierten Fall in der Regel kleiner als für den kompaktierten Fall (s.a. **Gleichung 2-4**).

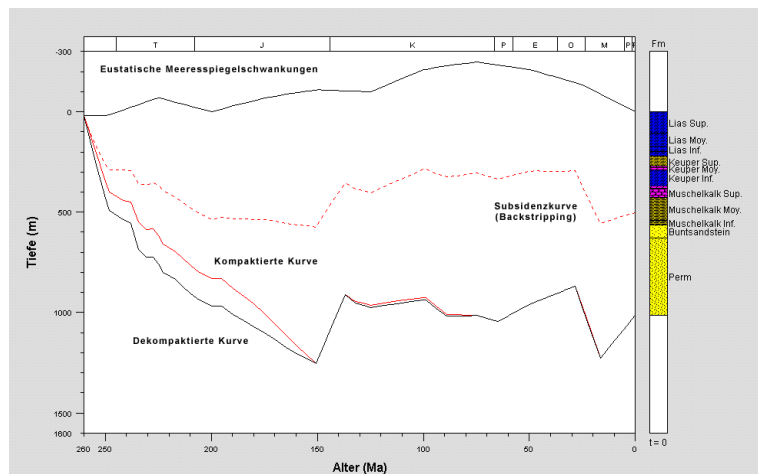
**Bild 7-14** zeigt die Subsidenzkurve der Bohrung Misery 1, korrigiert um die Paläobathymetrie, **Bild 7-15** zeigt die Subsidenzkurve der Bohrung Misery 1, korrigiert um eustatische Meeresspiegelschwankungen, jeweils für den dekomptierten Fall.



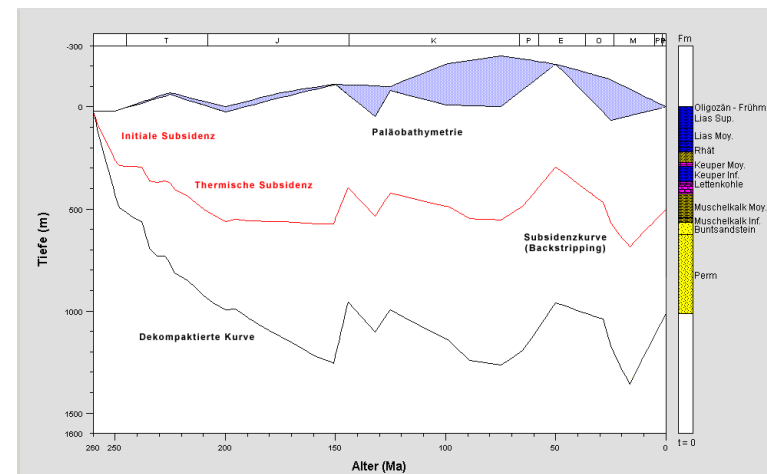
**Bild 7-13:** Subsidenzkurve der Referenzbohrung Misery 1 unter Berücksichtigung der Dekompaktion, die Tiefe ist relativ zur Ansatzhöhe (303 m) der Bohrung (nähere Erläuterung im Text).



**Bild 7-14:** Subsidenzkurve der Referenzbohrung Misery 1 unter Berücksichtigung von Dekompaktion und Paläobathymetrie (nähere Erläuterung im Text).



**Bild 7-15:** Subsidenzkurve der Referenzbohrung Misery 1 unter Berücksichtigung von Dekompaktion und eustatischen Meeresspiegelschwankungen (nähere Erläuterung im Text).



**Bild 7-16:** Subsidenzkurve der Bohrung Misery 1 unter Berücksichtigung von Dekompaktion, eustatischen Meeresspiegelschwankungen, Paläobathymetrie und heutigem Relief (303 m ü.N.N.).

In beiden Fällen sind aus Gründen der Übersichtlichkeit die Tiefenangaben bezogen auf die Ansatzhöhe der Bohrung. Zur Korrelation unterschiedlicher Bohrungen muss die Ansatzhöhe der Bohrung von 303 m ü.N.N. berücksichtigt werden, so dass als gemeinsames Niveau der Meeresspiegel<sup>40</sup> verwendet werden kann.

Die Berücksichtigung der Paläobathymetrie führt in der Regel zu einer Zunahme der tektonischen Subsidenz (Ersatz von Luft durch Wasser), d.h. die Subsidenzkurve liegt tiefer (s.a. **Bild 7-14**).

Bei der Berücksichtigung der eustatischen Meeresspiegelschwankungen hängt der Effekt davon ab, ob es sich um einen absoluten Meeresspiegelanstieg oder um einen absoluten Meeresspiegelrückgang handelt. Der bekannte eustatische Meeresspiegelanstieg in der Kreide<sup>41</sup> führt z.B. zu einer Abnahme der tektonischen Subsidenz, d.h. der Verlauf der Subsidenzkurve (s.a. **Bild 7-15**) wird angehoben.

**Bild 5-11** schließlich zeigt die tektonische Subsidenz der Bohrung Misery 1, korrigiert um Kompaktion, Paläo-Wassertiefen und eustatischen Meeresspiegelschwankungen. Außerdem ist die Ansatzhöhe der Bohrung von 303 m bei der Darstellung und Berechnung der Subsidenz berücksichtigt. Dies wirkt sich in der Subsidenzkurve v.a. dadurch aus, dass die Hebung seit dem frühen Miozän, die durch die Entstehung des Französischen Jura zu erklären ist, sich um die zusätzliche 303 m des heutigen Relief erhöht.

Eine direkte Kalibrierung der Subsidenzanalyse, z.B. über den Vergleich von berechneter

und gemessener Porosität, war im Rahmen dieser Arbeit mangels Daten nicht möglich. Eine indirekte Kalibrierung erfolgte aber über die Kalibrierung der thermischen Modellierung. Die Subsidenzgeschichte als Ergebnis der Subsidenzanalyse ist der wichtigste Parameter für die Modellierung der thermischen Geschichte. Auf Basis der Kalibrierung dieses thermischen Modells kann infolgedessen eine Abschätzung der Güte der Subsidenzanalyse erfolgen. Ergibt die numerische Modellierung z.B. zu hohe Maturitätswerte, kann dies daran liegen, dass in der Subsidenzgeschichte z.B. zu hohe Mächtigkeitwerte für Erosionsereignisse angenommen wurden. Eine Verringerung dieser Mächtigkeitwerte führt zu niedrigeren Maturitätswerten bei der thermischen Modellierung. Auf diese Weise kann eine indirekte Kalibrierung der Subsidenzgeschichte über die direkte Kalibrierung des thermischen Modells vorgenommen werden. Da in der Regel mehrere Eingangsparameter variiert werden können (s.a. **Kapitel 8.3**), erfolgt dieser Vorgang zumeist iterativ in mehreren zyklischen Arbeitsschritten.

Die absolute Fehlerabschätzung bei dekomptierten Subsidenzkurven stellt dagegen ein überaus komplexes Problem dar, allein schon wegen der iterativen und nichtlinearen Berechnung der dekomptierten Subsidenzkurven (**Anhang D**). Als weitere Schwierigkeit erweist sich, dass, selbst bei Ermittlung von Fehlergrenzen mittels der Monte Carlo Methode, aufeinanderfolgende Ereignisse (Punkte in Subsidenzkurven) miteinander korreliert sind und so nicht einzeln analysiert werden können (WALTHAM et al., 2000).

### 7.3 Ergebnisse und Diskussion

Die Ergebnisse der Subsidenzanalyse zeigen den Betrag und die Geschwindigkeit sowie

<sup>40</sup> Das Höhennetz von Frankreich basiert auf dem Mittelwasserspiegel des Mittelmeeres am Pegel in Marseille (GEDON, 1995).

<sup>41</sup> Der Meeresspiegelanstieg in der Kreide ist v.a. auf eine vermehrte Tätigkeit der mittelozeanischen Rücken zurückzuführen. Diese wiederum führt zu einer erhöhten Verdrängung des Meerwassers durch das an diesen Rücken geförderte Magma (SKELTON, 2003).

die räumliche und zeitliche Verteilung der Subsidenz im Arbeitsgebiet. Zu diesem Zweck wurde an 34 Bohrungen im Französischen Jura, an 4 Bohrungen in der Molasse und 1 Bohrung im Bereich der subalpinen Ketten eine detaillierte Subsidenzanalyse durchgeführt, wie sie in **Kapitel 7.2** am Beispiel der Bohrung Misery 1 näher beschrieben ist. Der Zeitraum, der untersucht wurde, erstreckt sich vom Karbon bis zum Quartär. Für den Zeitraum des Karbons fehlt allerdings immer eine verlässliche Basis, so dass weder eine Berechnung der Gesamtsubsidenz noch eine Berechnung der Subsidenzrate möglich war. Ähnliches gilt auch für den Zeitraum des Perms, da nur in sieben Fällen die Untergrenze des Perms definiert war. Für die Zeiträume der Buntsandstein-, Muschelkalk<sup>42</sup>- und Keuper-Gruppe, für die Zeit des Rhät, des Lias, Dogger und Malm sowie der Unter- und Oberkreide wurden mittels geostatistischer Verfahren (s. **Anhang O**) flächendeckende Karten für die tektonische Subsidenz erstellt (s.a. **Bild 7-21** bis **Bild 7-29**). Bei der Interpretation der Karten ist allerdings zu beachten, dass die Datenbasis in der Kreide sehr unsicher ist. Von den 34 Bohrungen im Französischen Jura ist nur bei zwei Bohrungen Kreide erbohrt. Die Entwicklung der Kreide ist somit fast ausschließlich mit Hilfe des PaläoGIS (v.a. DEBRAND et al., 1984) und aus Literaturdaten (s. **Kapitel 3**) ergänzt. Die Legende für die Karten der tektonischen Subsidenzraten ist in **Bild 7-30** dargestellt. Der Wertebereich reicht

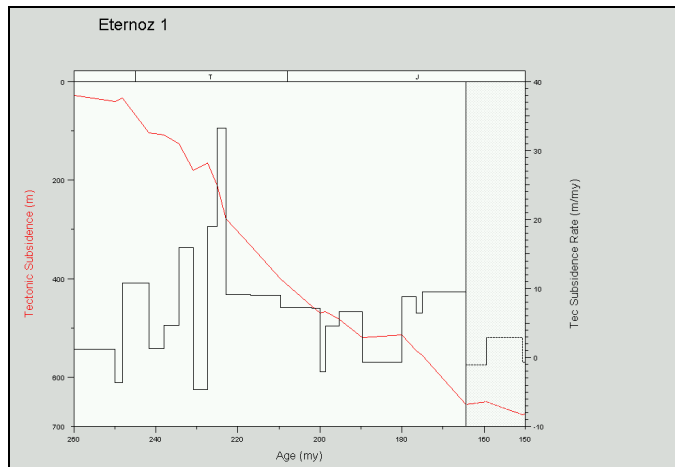
von ca. -15 m/Ma (Hebung) bis 40 m/Ma (Absenkung).

### 7.3.1 Regionale Verteilung der tektonischen Subsidenzraten

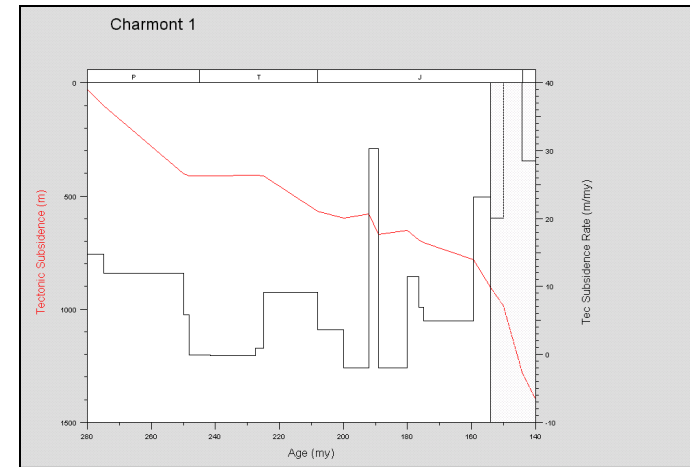
Im folgenden wird die tektonische Entwicklung an Hand von tektonischen Subsidenzraten besprochen. Die Subsidenzrate hat gegenüber der reinen Subsidenz den Vorteil, dass die Subsidenzrate auf die Zeit normiert ist. Dies ermöglicht einen Vergleich von Ablagezeiträumen unterschiedlicher Zeitdauer auf einen Blick. Für die Karten der tektonischen Subsidenzrate (s.a. **Bild 7-21** bis **Bild 7-30**) wurden die Subsidenzraten für die einzelnen Zeiträume gemittelt, die Berechnung erfolgte nach der Formel Subsidenzrate = Gesamtsubsidenz / Zeitdauer der geologischen Formation. Für erodierte oder nicht abgelagerte Zeiträume wurde keine Korrektur durchgeführt, da für die gesamte Zeitdauer der jeweiligen Serie eine gemittelte Subsidenzrate berechnet werden sollte. Die Subsidenzraten in **Bild 7-17** bis **Bild 7-20** zeigen dagegen die Subsidenzraten für kleinere Zeiträume und weisen somit eine größere Varianz auf als die gemittelten Werte der Karten. Diese Zeit-Subsidenzraten-Kurven ermöglichen somit die Identifikation von Phasen erhöhter Subsidenz, die kürzer sind als die Zeiträume, für die die Subsidenzraten gemittelt wurden.

Die im Tertiär einsetzende Inversion des Burgunder Trogs wurde bei der Rekonstruktion der Subsidenzkurven berücksichtigt. Der zeitliche Einsatz der unterschiedlichen kompressiven Phasen wurde entsprechend GUELLEC et al. (1990b) angenommen (s. **Bild 2-14**). Eine nähere Untersuchung der tertiären Inversionsereignisse konnte im Rahmen dieser Arbeit mangels Daten nicht erfolgen.

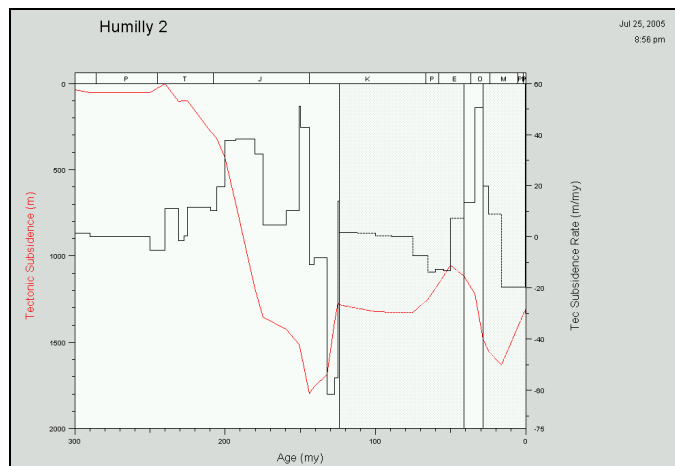
<sup>42</sup> Entgegen der in Deutschland üblichen Tradition wurde in dieser Arbeit die Lettenkohle dem obersten Muschelkalk zugerechnet (MCMANUS, 1999: „Germans say Lettenkohle is Keuper because of non-marine influence, French say it is Muschelkalk because of marine influence.“)



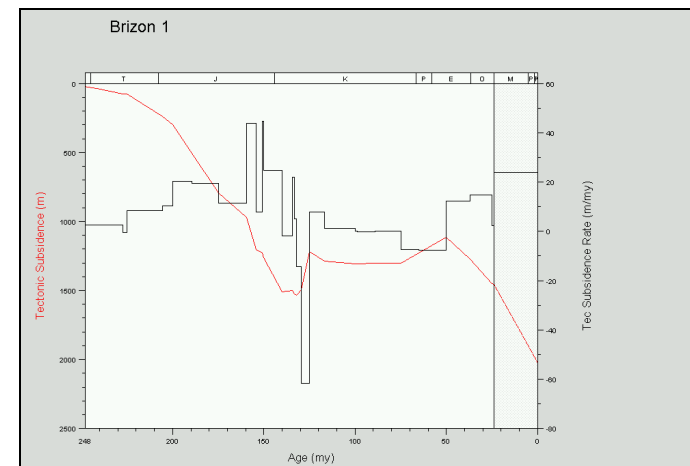
**Bild 7-17** Subsidenzkurve und Rate der tektonischen Subsidenz der Bohrung Eternoz 1 (Plateaujura). Die maximale Subsidenzrate mit ca. 35m/Ma liegt im Karn (Keuper-Gruppe).



**Bild 7-18:** Subsidenzkurve und Rate der tektonischen Subsidenz der Bohrung Charmont 1 (Faltenjura). Die maximale Subsidenzrate mit ca. 30m/Ma liegt im Lias.



**Bild 7-19:** Subsidenzkurve und Rate der tektonischen Subsidenz der Bohrung Humilly 2 (Molasse). Die maximale Subsidenzrate mit ca. 45m/Ma liegt im Malm.



**Bild 7-20:** Subsidenzkurve und Rate der tektonischen Subsidenz der Bohrung Brizon 1 (Subalpine Ketten). Die maximale Subsidenzrate mit ca. 45m/Ma liegt im Malm.

## Permo-Karbon

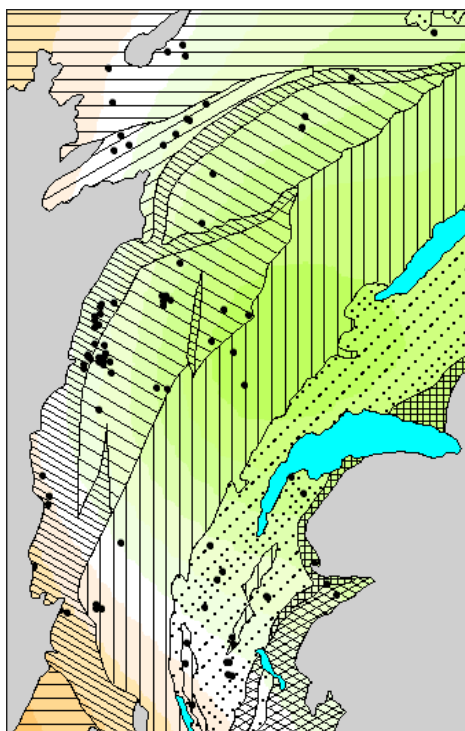
Die geologische Entwicklung, die im Rahmen dieser Arbeit untersucht wurde, beginnt mit dem Kollaps des variszischen Orogens im späten Karbon (s. **Kapitel 3**). Für das Permo-Karbon ist allerdings, wie schon weiter oben ausgeführt, eine Berechnung von Subsidenz und Subsidenzraten nur in Einzelfällen möglich. Für das Karbon lässt sich bei keiner der zur Verfügung stehenden Bohrungen eine absolute Subsidenz bestimmen. Der maximale Subsidenzwert von 63m bei der Bohrung Es-savilly 101 stellt nur eine mögliche, aber äußerst unwahrscheinliche, da viel zu geringe, Obergrenze für die tatsächliche Subsidenz dar. Etwas besser ist die Lage bei der Berechnung der permischen Subsidenz. In sieben Fällen lässt sich eine Untergrenze für das Perm bestimmen. Die absoluten Subsidenzwerte für das Perm liegen bei den sieben Bohrungen mit definierter Untergrenze zwischen -5 m (Hebung) für die Bohrung Buez 1 und bei 412 m für die Bohrung Mouterot1. Aber auch diese Werte sind letzten Endes nicht belastbar, da die Basis des Perm nur an den Stellen erbohrt wurde, wo sie nicht besonders tief ist, also zumeist nicht im Zentrum der permischen Grabenstrukturen.

Insgesamt ist die Subsidenz während des Perms im Arbeitsgebiet auf solche Grabenstrukturen beschränkt, wo es zu sehr hohen Subsidenzraten kommen kann. In anderen Bereichen hingegen wurden überhaupt keine permischen Sedimente abgelagert bzw. sogar prä-Permische Sedimente erodiert (DEBRAND et al., 1984; ZIEGLER, 1990).

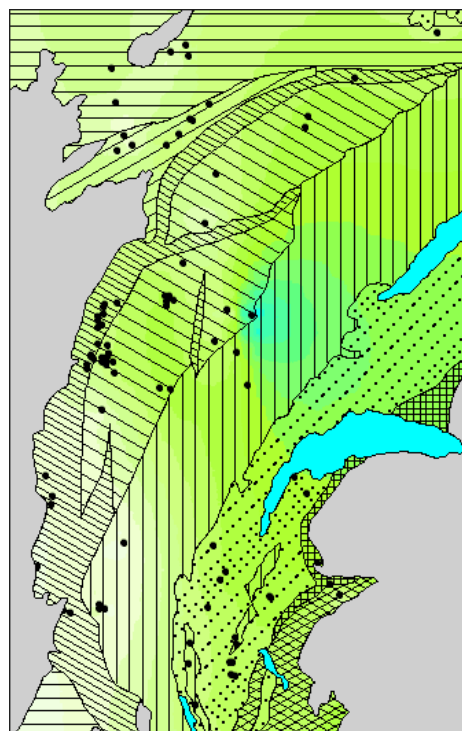
## Trias

Während der Trias nimmt den Raum des Französischen Jura der Burgunder Trog ein. Der Burgunder Trog ist ein klar gegliederter Ablagerungsraum mit dem Depozentrum im zentralen Jura (Plateaujura, Faltenjura). Diese ist sehr gut v.a. in **Bild 7-21** und **Bild 7-22** für die Buntsandstein- und die Muschelkalk-Gruppe zu erkennen. In diesem zentralen Bereich steigt die tektonische Subsidenzrate von 11 m/Ma für den Zeitraum der Buntsandstein-Gruppe (Skyth) über 21 m/Ma für die Muschelkalk-Gruppe (Anis - Ladin) bis zu 27 m/Ma für die Keuper-Gruppe (Karn - Nor). Am Rand des Burgunder-Trogs, im Tafeljura, im Bereich des mesozoischen Vorlands, im externen Jura am Rand zum Bressegraben und im südlichen Faltenjura kommt es bis zum Ladin sogar zu tektonisch bedingter Hebung. Diese sind allerdings relativ gering. Die maximale Hebungsrates ist für den Zeitraum der Buntsandsteingruppe auf 4 m/Ma berechnet worden<sup>43</sup>. Für die gesamte Trias sind im Französischen Jura die maximalen Raten der tektonischen Subsidenz höher als im Bereich der Molasse. Die maximalen Subsidenzraten für die Molasse reichen von -2 m/Ma für die Buntsandstein-Gruppe (**Bild 7-21**) über 9 m/Ma für die Muschelkalk-Gruppe (**Bild 7-22**) bis zu 12 m/Ma für die Keuper-Gruppe (**Bild 7-23**). Für die Bohrung Brizon 1 ergeben sich Subsidenzraten von 3 m/Ma für die Buntsandstein und Muschelkalk-Gruppe und 9 m/Ma für die Keuper-Gruppe.

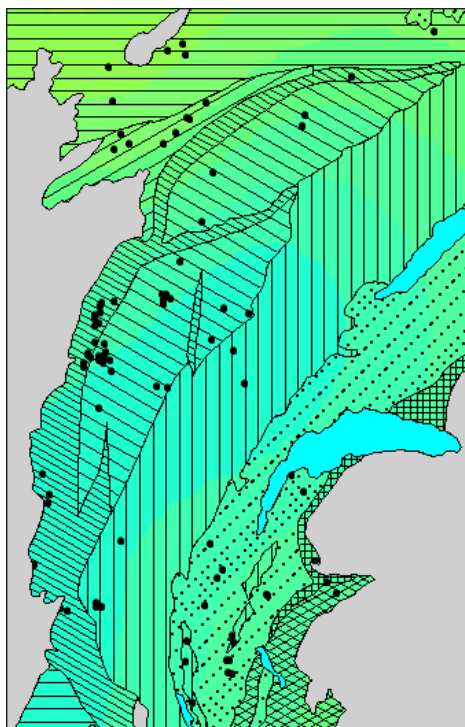
<sup>43</sup> Einer Hebungsrates von 4 m/Ma entspricht eine Subsidenzrate von -4 m/Ma. In den Karten (**Bild 7-21** bis **Bild 7-30**) sind immer nur die Subsidenzraten dargestellt, nicht die Hebungsrates.



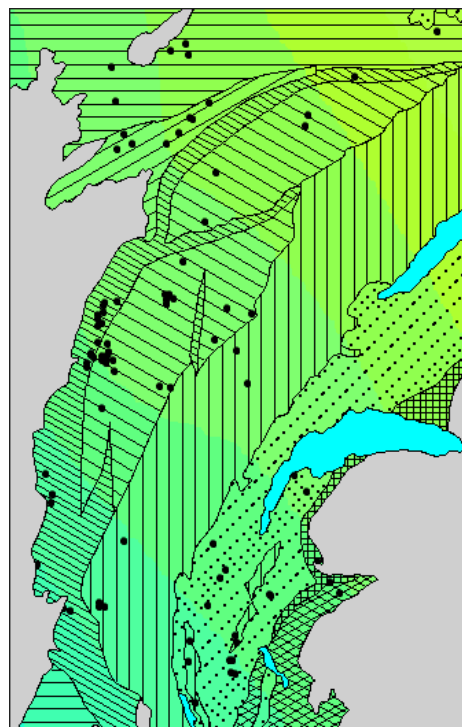
**Bild 7-21:** Karte der tektonischen Subsidenzrate für die Gruppe des Buntsandstein. Die Subsidenzraten liegen zwischen -4m/Ma im Tafeljura am Rand zum Bressegraben und 11 m/Ma im zentralen Jura.



**Bild 7-22:** Karte der tektonischen Subsidenzrate für die Gruppe des Muschelkalk. Die Subsidenzraten liegen zwischen -2 m/Ma im südlichen Faltenjura und 21m/Ma im zentralen Plateaujura.

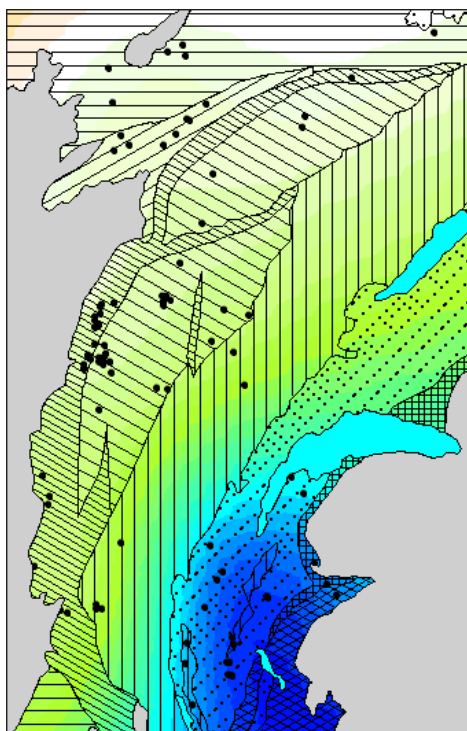


**Bild 7-23:** Karte der tektonischen Subsidenzrate für die Gruppe des Keuper. Die Subsidenzraten liegen zwischen 7 m/Ma im Tafeljura und 27 m/Ma im zentralen Jura (Grenze Plateaujura/Faltenjura)

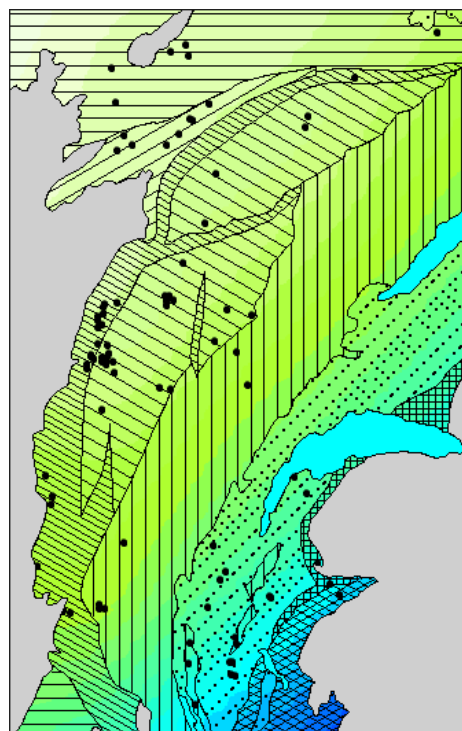


**Bild 7-24:** Karte der tektonischen Subsidenzrate für das Rhät. Die Subsidenzraten liegen zwischen 6 m/Ma im Mesozoischen Vorland und 17 m/Ma im südlichen Faltenjura.

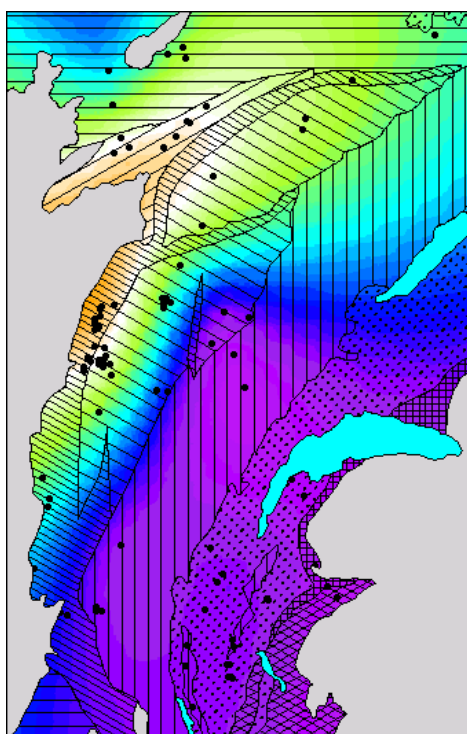




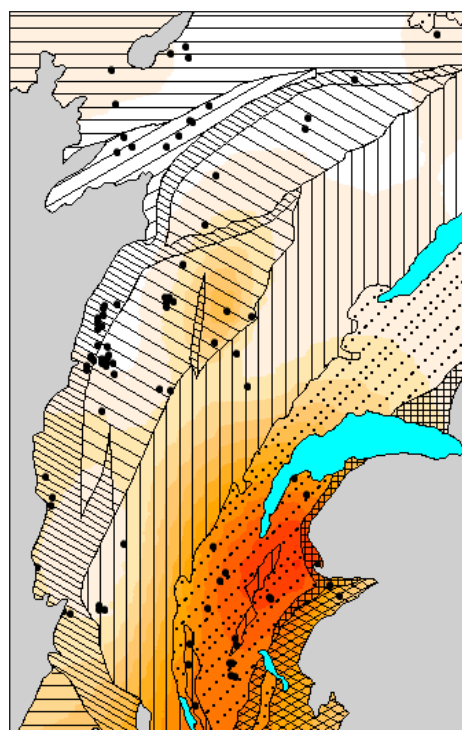
**Bild 7-25:** Karte der tektonischen Subsidenzrate für den Lias. Die Subsidenzraten liegen zwischen 0 m/Ma im nördlichen Mesozoischen Vorland und 34 m/Ma im Bereich der Molasse südlich von Genf.



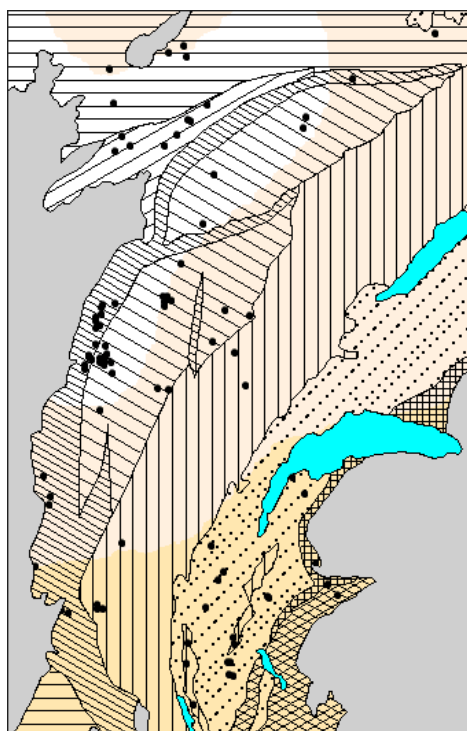
**Bild 7-26:** Karte der tektonischen Subsidenzrate für den Dogger. Die Subsidenzraten liegen zwischen 1 m/Ma im nördlichen Tafeljura und 22 m/Ma bei der Bohrung Brizon 1 in den Subalpinen Ketten.



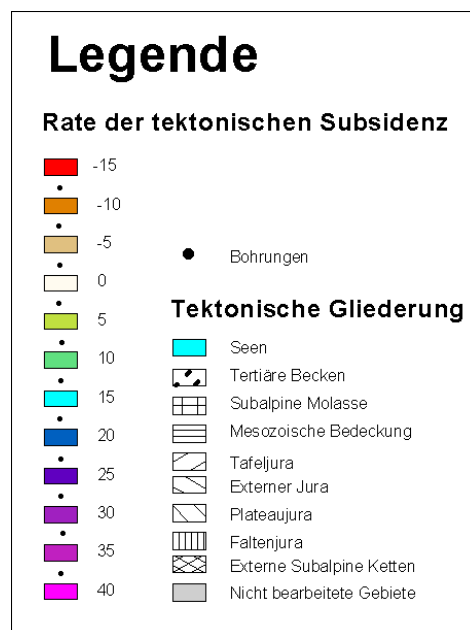
**Bild 7-27:** Karte der tektonischen Subsidenzrate für den Malm. Die Subsidenzraten liegen zwischen  $-8$  m/Ma im externen Jura und 39 m/Ma im zentralen Jura (Plateaujura, Faltenjura).



**Bild 7-28:** Karte der tektonischen Subsidenzrate für die Unterkreide. Die Subsidenzraten liegen zwischen  $-12$  m/Ma im Bereich der Molasse und 0 m/Ma im externen Jura am Rand zum Bressegraben.



**Bild 7-29:** Karte der tektonischen Subsidenzrate für die Oberkreide. Die Subsidenzraten liegen zwischen -3 m/Ma bei der Bohrung Brizon 1 in den Subalpinen Ketten und 0 m/Ma im externen Jura. Im gesamten Arbeitsgebiet sind nur sehr geringe Subsidenz bzw. Hebungsraten zu beobachten.



**Bild 7-30:** Legende für die Karten der tektonischen Subsidenzrate aus **Bild 7-21** bis **Bild 7-29**. Rötliche Farbtöne zeigen Hebung, grün-blau-violette Farbtöne zeigen tektonische Absenkung. Die tektonischen Einheiten (nach CHAUVE und AUBERT, 1975), sind zur Orientierung als Übersignatur dargestellt.

Das Rhät (**Bild 7-24**) markiert bereits den Übergang zum Zeitalter des Jura. Im Arbeitsgebiet ist kein eindeutiges Depozentrum mehr zu erkennen. Die Subsidenzraten sind nicht mehr an tektonische Einheiten gebunden, sondern zeigen eine Zunahme von NE nach SW, von 6 m/Ma im nördlichen Mesozoischen Vorland bis zu 17 m/Ma im südlichen Faltenjura.

## Jura

Ab dem Beginn des Jura finden sich in der Molasse deutlich höhere Subsidenzraten als im gesamten Französischen Jura. Die größte Subsidenzrate trifft man im Lias (**Bild 7-25**)

bei der Bohrung Humilly 2 südlich des Genfer Sees an (34 m/Ma). Im Dogger (**Bild 7-26**) liegt die maximale Subsidenzrate von 22 m/Ma bei der Bohrung Brizon 1 im Bereich der Subalpinen Ketten. Im Französischen Jura treten wesentlich niedrigere Subsidenzraten auf als im Rhät oder gar während der Ablagerung der Keuper-Gruppe. Die Struktur, nachgezeichnet durch die unterschiedlichen Subsidenzraten in **Bild 7-25** und **Bild 7-26**, zeigen, dass nicht mehr der Burgunder Trog die bestimmende Struktur ist, sondern der ca. NE-SW-verlaufende Kontinentalrand der Tethys. Dementsprechend nehmen die tektonischen Subsidenzraten von NW nach SE, vom Mesozoischen Vorland, über Tafeljura und Plateau-

jura, bis zum Faltenjura zu. Die Werte reichen von ca. 0 m/Ma (Mesozoisches Vorland) bis ca. 5 m/Ma (Faltenjura) im Lias und von ca. 5 m/Ma (Mesozoisches Vorland) bis ca. 10 m/Ma (Faltenjura) im Dogger. Die sich mit diesen Werten bereits ankündigende Verstärkung der Absenkung findet im Malm ihre Fortsetzung (**Bild 7-27**). Während dieser Zeit herrschen im zentralen Jura (Plateaujura, Faltenjura) wieder Subsidenzraten von z.T. über 30 m/Ma. (Essavilly 101). Nicht betroffen von dieser Entwicklung ist allerdings das Gebiet des Tafeljura und des externen Jura. Hier, am Rand zum Bressegraben, kommt es zu keiner weiteren Subsidenz, weite Gebiete erleben einen Stillstand oder sogar Hebungen von bis zu 5m/Ma. Weiter im Norden, im Bereich des Mesozoischen Vorlands, werden wiederum Subsidenzraten von bis zu 20 m/Ma ermittelt, so dass für den Bereich des Tafeljura und des nördlichen Jura eine Schwelle postuliert werden kann, auf der es zu keiner Sedimentation bzw. sogar zu Erosion kommen konnte. Diese Ergebnisse stehen in Widerspruch zu DEBRAND et al. (1984), der den Bereich von Tafeljura und Mesozoischem Vorland im oberen Jura zu einem Ablagerungsraum zusammenfasst.

Die Subsidenzraten im Bereich der Molasse sind mit maximal 27 m/Ma geringer als im Faltenjura. Die Bohrung Brizon 1 (Subalpine Ketten) zeigt dagegen ähnlich hohe Werte (35 m/Ma) für die tektonische Subsidenz wie Teile des zentralen Jura.

## Kreide

Die Datenbasis in der Kreide ist sehr unsicher. Von den 34 Bohrungen im Französi-

schen Jura ist nur bei zwei Bohrungen (Essavilly 101, La Chandeliere 1D) Kreide erbohrt. Die Entwicklung der Kreide ist somit fast ausschließlich mit Hilfe des PaläoGIS (v.a. DEBRAND et al., 1984) und aus Literaturdaten (s. **Kapitel 3**) ergänzt. Im Bereich der Molasse weisen alle vier Bohrungen Kreideablagerungen auf, das gleiche gilt für die Bohrung Brizon 1 aus den Subalpinen Ketten.

Für die Unterkreide ergeben sich im gesamten Arbeitsgebiet negative Subsidenzraten, also tektonisch bedingte Hebung (**Bild 7-28**). Die modellierten Hebungsraten für den Französischen Jura reichen von ca. 0 m/Ma im Tafeljura bis ca. 6 m/Ma im zentralen Plateaujura. In der Molasse ist die größte Subsidenzrate 12 m/Ma bei der Bohrung Faucigny 1, die Bohrung Brizon 1 (Subalpine Ketten) weist eine Hebungsraten von 5 m/Ma auf.

Für die Oberkreide herrscht im gesamten Arbeitsgebiet weitgehende tektonische Ruhe. Die Subsidenzwerte für das geologische Modell, das in dieser Arbeit verwendet wurde, reichen von 0 m/Ma im gesamten Französischen Jura bis ca. -3 m/Ma im Bereich der Molasse (**Bild 7-29**). Bei der Bohrung Brizon 1 im Gebiet der Subalpinen Ketten ergibt sich eine Hebungsraten von ca. 2 m/Ma.

## Tertiär

Die Inversion, und somit die großflächige Erosion, des Ablagerungsraums beginnt ab dem Alttertiär (GUELLEC et al., 1990a). Da aus diesem Grund für den Zeitraum des Tertiär nur äußerst wenig Ablagerungen erhalten sind, müssen die Ablagerungsbedingungen für dieses Zeitalter aus der Literatur erschlossen werden. Die Plausibilitätsprüfung für diese Annahmen erfolgen letztendlich, wie auch

schon für den Zeitraum der Kreide, erst durch die Kalibrierung (und Sensitivitätsanalyse) des geologischen Subsidenzmodells (s. **Kapitel 8**) im Rahmen der thermischen Modellierung. Die folgenden Annahmen erwiesen sich im Rahmen der thermischen Modellierung als plausibel:

- Das Tertiär ist im gesamten Untersuchungsgebiet durch eine im Pliozän einsetzende Erosion gekennzeichnet.
- Ab dem oberen Oligozän folgt eine erneute Phase der Sedimentation.
- An der Miozän-Pliozän-Grenze kommt es zur Ausbildung von Überschiebungen.
- Ausnahmen sind hierbei das Gebiet des mesozoischen Vorlands, des Tafeljura sowie zum großen Teil das Gebiet der Molasse, bei denen keine Anzeichen von Überschiebungen festzustellen sind.

### 7.3.2 Interpretation der Subsidenzkurven

Subsidenzkurven sind das Ergebnis der Subsidenzanalyse. Allgemein lassen Subsidenzkurven drei unterschiedliche Formen erkennen (s.a. **Kapitel 2.3**):

- konkaver Verlauf: Subsidenzrate nimmt mit der Zeit ab
- linearer Verlauf: Subsidenzrate bleibt im Lauf der Zeit konstant
- konvexer Verlauf: Subsidenzrate nimmt mit der Zeit zu

Belastbare Aussagen bei der Interpretation der Subsidenzkurven sind nur für die Zeiträume möglich, die in den Bohrkernen in Form von Sedimentgesteinen dokumentiert sind. Dies impliziert für den Bereich des Französischen Jura, dass in der Mehrzahl aller Fälle nur

Aussagen bis maximal in die Unterkreide, oft sogar nur bis zum mittleren Jura (Dogger) möglich sind. Besser ist die Lage im Bereich der Molasse, wo zumindest Sedimente aus dem Alttertiär (Eozän, Oligozän) erhalten sind, am besten im Bereich der Bohrung Brizon 1 (Subalpine Ketten), wo eine durchgehende Sedimentation bis an das Ende des Oligozän belegt ist.

In den Bildern (**Bild 7-31** bis **Bild 7-34**) sowie in **Anhang M** sind die nicht überlieferten, sondern mittels Literatur (**Kapitel 3**, v.a. DEBRAND et al. (1984) und PaläoGIS (**Kapitel 4**) ermittelten Zeiträume mit dem Text „rekonstruiert“ gekennzeichnet und hellgrau schattiert.

Während dieser mehr oder weniger gut dokumentierten Zeiträume, die sich fast ausschließlich auf das Mesozoikum beschränken, lassen sich lineare Kurvenverläufe zumeist auf den Beginn der Subsidenz beschränken<sup>44</sup>. Idealerweise folgt eine Abnahme der Subsidenzrate, die sich in einem konkaven Kurvenverlauf<sup>45</sup> ausdrückt, und bis in den oberen Jura (Malm) andauert (s.a. **Bild 7-31** und **Bild 7-33**). Einen konvexen Kurvenverlauf hingegen zeigt die Subsidenz ab dem Eozän im Gebiet der Molasse (s. **Bild 7-32**). Dieser konvexe Verlauf der Subsidenzkurve kann analog zu ANGEVINE et al. (1990) mit der Flexur der Lithosphäre im Vorland des sich bildenden Alpenorogens erklärt werden.

Im folgenden soll die zeitliche Entwicklung der Subsidenz im Arbeitsgebiet erläutert werden. Im Bereich des Französischen Jura ergibt sich dabei ein wesentlich detaillierteres Gesamtbild als bei WILDI et al. (1989) und LOUP (1992) beschrieben.

<sup>44</sup> Initiale Subsidenz nach MCKENZIE (1978)

<sup>45</sup> Thermische Subsidenz nach MCKENZIE (1978)



### Französischer Jura

In dem Bereich des Französischen Jura, in dem permische Gräben vorhanden sind, zeigt der Beginn der Subsidenz im Perm einen steil linearen Verlauf. Dieser Verlauf kann als initiale Subsidenz (Riftphase) oder als Absenkung eines Pull Apart Beckens (s. **Kapitel 3** bzw. ZIEGLER, 1990) interpretiert werden (s.a. die Bohrungen Fa1, Mi1, Mo1, Jr110 und Cmt1 in **Anhang M**). Ab der Trias zeigen die Subsidenzkurven einen flacheren Verlauf, was mit der Abnahme der tektonischen Subsidenzrate in der Phase der thermischen Subsidenz erklärt werden kann. Der konkave Verlauf der Kurven, der Ausdruck dieser Entwicklung ist, beginnt in fast allen untersuchten Bohrungen ab der mittleren Trias. Aber auch in vielen Bohrungen, in denen nachweislich kein Perm vorhanden ist, weil dort die Gruppe des Buntsandstein direkt über dem Grundgebirge folgt, ist die Zeit ab der mittleren Trias die ausgeprägteste Subsidenzphase im Bereich des Französischen Jura (s.a. die Bohrungen Co1, Ve1, Ge2, Pxs1, Blu1, Bu1, LCd1D in **Anhang M**). Auch hier bezeichnet diese Phase den Beginn der thermischen Subsidenz in Anschluss an die initiale Grabenbildung im Perm. Die thermische Subsidenz erstreckt sich nicht nur auf das Gebiet, das direkt über den permischen Gräben liegt, sondern auch auf angrenzende Gebiete. Im Französischen Jura werden zwei permische Gräben (s.a. **Kapitel 6** und DEBRAND et al., 1984) von einem vergleichmäßig gering mächtigen triassischen Becken überlagert. Diese Kombination von einem tiefen Graben und einem relativ dazu flachen, dafür aber weiteren Becken tritt in Subsidenzzonen häufiger auf. Die Form erinnert im Profil an einen stilisierten Stierschädel und wird als „Steer“s Head Ba-

sin“<sup>46</sup> bezeichnet. Das triassische Becken im Bereich des späteren Juragebirges wird allgemein als Burgunder Trog bezeichnet.

Die Subsidenzraten zu Beginn des Jura nehmen deutlich ab. Eine Tendenz, die im Großteil des Arbeitsgebiets bis in den oberen Jura anhält (s.a. die Bohrungen Bo1, Co1, Fa1, Mon1, Os1, Ve1, Ch1, Ge1, Ge2, Ma1, Mi1, Mo1, Bd103, Blu1, Bu1, Cc101, Lvn1, Ors1, DP111, Pu101, Thy1, Val001, Val002, Vv101, Chl1, Cht1D, Cmt1 in **Anhang M**).

In Bereichen, wo Gesteine aus dem oberen Jura erhalten sind, ist ein erneuter Anstieg der Subsidenzrate in diesem Zeitraum zu beobachten. Dies betrifft v.a. das Mesozoische Vorland (s.a. die Bohrung Bo1, Co1 in **Anhang M**), den südlichen Plateaujura (s.a. die Bohrung Blu1, Lvn1 in **Anhang M**) und den Faltenjura (s.a. die Bohrungen Cha1R, Chl1, Cmt1, LCd1D in **Anhang M**), wie auch das Gebiet der Molasse. Erklärt werden kann dieser neuerliche Subsidenzimpuls durch den Umstand, dass zumindest der Süden und Südosten des Französischen Jura unter den Einfluss der Tethys gerät, die weiter im Süden seit Beginn des Jura absinkt (WALTER, 1992). Das Gebiet des heutigen Juragebirges ist in diesem Kontext der nördlichste Teil des europäischen Kontinentalschelfs. Eine Abnahme der Subsidenz nach Nordwesten kann mit Hilfe der Subsidenzkurven klar belegt werden und zeigt sich auch in der Karte für der tektonischen Subsidenzraten für den Malm (s. **Bild 7-27**). Die erneute Zunahme der Subsidenz im nordwestlichen Teil des Mesozoischen Vor-

<sup>46</sup> „Eine Dehnungsperiode erzeugt ein von Syn-Rift-Produkten gefülltes Dehnungsbecken oder einen Graben. Während der thermischen Subsidenz greift die Sedimentation auf den elastisch reagierenden Randstreifen über. Der im überhöhten Profil gezeichnete Grabenkomplex, überlagert von der Füllung des elastischen Sackungsbeckens, erinnert an einen Bovidenschädel mit spitzen Hörnern.“ (ROEDER, 1993)

lands kann in Zusammenhang mit dem Einfluss des Pariser Beckens im Nordwesten des Arbeitsgebiets gesehen werden.

Die größte Subsidenz im Französischen Jura wird in der Trias erreicht, v.a. während der Ablagerung der Keuper-Gruppe (Karn - Nor). In einzelnen Fällen zeigen Subsidenzkurven im Gebiet des Französischen Jura auch einen linearen bis sublinearen Verlauf mit geringer Steigung, aber ohne im Verlauf der Zeit ein Plateau zu erreichen (s. z.B. die Bohrung Essa101 in **Anhang M**). In diesen Fällen ist eine Deutung im Kontext der weiter oben beschriebenen geodynamischen Prozesse nicht möglich.

### **Molasse**

Die Subsidenzkurven im Bereich der Molasse zeigen einen konvexen Verlauf vom Beginn der Trias bis zum Lias und einen konkaven Verlauf vom Lias bis zur Oberkreide (s.a. **Bild 7-32**). Dies kann mit einer relativ geringen thermischen Subsidenz in der Trias erklärt werden. Die im Vergleich zum Französischen Jura geringe Subsidenz während der Trias ist bedingt durch die Randlage dieses Bereichs zum Gebiet des Burgunder Trogs. Ab dem unteren Jura (Lias) gerät das Gebiet in den Einflussbereich der Tethys, was zu einer Steigerung der tektonisch bedingten Subsidenzrate führt. Nach einem leichten Rückgang im mittleren Jura (Dogger) kommt es ab dem oberen Jura (Malm) zu einem erneuten Anstieg der Subsidenzrate, analog zur Entwicklung im Faltenjura, die dann ab der Kreide wieder zurückgeht (s.a. die Bohrung Chyl, Fay1, Hu2 und LTa1 in **Anhang M**).

Eine neue Subsidenzphase wird durch einen konvexen Verlauf der Subsidenzkurve ab dem Eozän angezeigt. Dieser konvexe Kurvenverlauf kann mit der Flexur der Lithosphäre im Vorland des sich bildenden Alpenorogens erklärt werden. Ergebnis der thermischen Mo-

dellierung ist, dass die ursprünglich angenommene Mächtigkeit von 2500 m (s. **Bild 7-32**) für eine postulierte, spätligozäne bis frühmiozäne Sedimentation (nach SCHEGG et al., 1997) im Bereich der Molasse zu hohe Maturitätswerte ergibt (s. **Kapitel 8.4.4**).

Die größte Subsidenz im Gebiet der Molasse wird während des Juras (Lias, Malm) und im Tertiär ab dem Eozän erreicht.

### **Brizon 1 (Subalpine Ketten)**

Die Subsidenzkurve der Bohrung Brizon 1 zeigt einen konvexen Verlauf vom Beginn der Trias bis zum Lias und einen konkaven Verlauf vom Lias bis zur Oberkreide. Dies kann, wie im Bereich der Molasse, durch eine schwache thermische Subsidenz in der Trias (Randlage zum Burgunder Trog) und eine verstärkte Subsidenz unter dem Einfluss der Tethys ab dem unteren Jura erklärt werden.

Die größte Subsidenz wird im oberen Jura (Malm) und zu Beginn der Kreide erreicht.

Der konvexe Kurvenverlauf im Jungtertiär ist Folge der Überschiebungstektonik (Überschiebungspakete von ca. 1800 m Mächtigkeit) ab dem unteren Miozän.

### **7.3.3 Subsidenzzyklen**

Die Subsidenzkurven zeigen in der Regel keinen einheitlich konkaven Verlauf, sondern eine Trennung in mehrere, in sich konkave Teilstücke (s.a. **Bild 7-31** und **Bild 7-33**). In diesem Fall kann die tektonische Absenkung nicht durch ein einzelnes Ereignis erklärt werden. Man spricht von einer polyphasen Subsidenz.

Diese Beobachtung steht in guter Übereinstimmung mit LOUP (1992). Kurzzeitige Subsidenzzyklen mit einer Dauer von ca. 40 bis 60 Ma werden von längerfristigen Subsidenzzyklen überlagert, die eine Dauer von 100 bis 150 Ma aufweisen. Die längerfristigen Zyklen

werden als Subsidenzphasen 1. Ordnung, die kürzeren als Subsidenzphasen 2. Ordnung bezeichnet (s.a. **Bild 7-31** bis **Bild 7-34**).

Kurzfristige Subsidenzphasen 2. Ordnung können z.T. nur im Bereich einzelner Bohrungen, aber nicht über großräumige tektonische Einheiten beobachtet werden (z.B. das

„240 Ma“-Ereignis bei Bd103 in **Anhang M**). Solche Einzelereignisse können nach CLOETINGH (1992) durch Stress-induzierte, lokale, kurzzeitige Vertikalbewegungen erklärt werden.

## **7.4 Zusammenfassung**

Wichtigstes Ergebnis der Subsidenzanalyse ist die Rekonstruktion der Beckenentwicklung unter Berücksichtigung von Dekompaktion, Paläobathymetrie und eustatischen Meeresspiegelschwankungen. Im Rahmen dieser Analyse werden tektonische Subsidenzraten, Sedimentationsraten, Porositätswerte, usw., über den Zeitraum der Beckenentwicklung berechnet. Dieses Vorgehen wird auch als Backstripping bezeichnet.

### **1. Das konzeptionelle Modell der Subsidenzanalyse (Kapitel 7.1)**

Das konzeptionelle Modell definiert Werte bzw. Wertebereiche für alle geologischen, geophysikalischen und geochemischen Faktoren, die für die Beckenentwicklung von Bedeutung sind, und stellt diese in einen zeitlichen Zusammenhang. Das konzeptionelle Modell dient als Input für die eigentliche Modellierung der Subsidenz.

Im folgenden werden alle Parameter des konzeptionellen Modells (s.a. Tabelle 7-1) zusammengefasst, die für die Subsidenzanalyse benutzt wurden.

- Lithostratigraphie (Anhang J)
- Chronostratigraphie (nach GRADSTEIN und OGG, 1996; Anhang K)
- Eustatische Meeresspiegelschwankungen (nach HAQ et al., 1987; Tabelle 7-3; Anhang L)
- Paläobathymetrie (Tabelle 7-4)
- Dichte und Porosität (Anhang J)
- Kompaktionsfaktor und Exponentialfaktor (Anhang J)

### **2. Die Durchführung der Subsidenzanalyse (Kapitel 7.2)**

Ziel der Subsidenzanalyse ist die Rekonstruktion der tektonisch bedingten Absenkung des Sedimentationsraums. Ausgangspunkt der Untersuchung ist die Sedimentsäule (aus Bohrdaten), wie sie heute vorliegt (Kapitel 7.2.1). Mit Hilfe des Backstripping-Verfahrens kann die tektonisch bedingte Subsidenz ermittelt werden, indem die Sedimentsäule dekompaniert wird (Kapitel 7.2.2) und Korrekturen, die sich aus der Paläobathymetrie (Kapitel 7.2.3) und eustatischen Meeresspiegelschwankungen (Kapitel 7.2.4) ergeben, berücksichtigt werden.

Ergebnis der Analyse ist eine Subsidenzkurve (Kapitel 7.2.5), die Hinweise auf die geodynamischen Kräfte gibt, die zur Bildung des untersuchten Sedimentbeckens geführt haben. Die



Ergebnisse der Subsidenzanalyse zeigen den Betrag und die Geschwindigkeit sowie die räumliche und zeitliche Verteilung der Subsidenz im Arbeitsgebiet. Zu diesem Zweck wurde an 34 Bohrungen im Französischen Jura, an 4 Bohrungen in der Molasse und 1 Bohrung im Bereich der subalpinen Ketten (Brizon 1) eine detaillierte Subsidenzanalyse durchgeführt, wie sie in Kapitel 7.2 am Beispiel der Bohrung Misery 1 näher beschrieben ist. Der Zeitraum, der untersucht wurde, erstreckt sich vom Karbon bis zum Quartär.

### 3. Ergebnisse und Diskussion (Kapitel 7.3)

Die Ergebnisse der Subsidenzanalyse sind punktuell in den Subsidenzkurven (s.a. Anhang M) und flächendeckend in den Karten der tektonischen Subsidenzraten dargestellt. Es lassen sich aus diesen Untersuchungen folgende Ergebnisse ableiten:

- Die Subsidenzkurven vieler Bohrungen des Französischen Jura zeigen während des Perm einen steil linearen Verlauf zeigt. Dieser Verlauf kann als initiale Subsidenz (Riftphase) oder als Absenkung eines Pull Apart Beckens (s. Kapitel 3 bzw. ZIEGLER, 1990) interpretiert werden. Der maximale absolute Subsidenzwert wird mit 412 m bei der Bohrung Mouterot 1 erreicht.<sup>47</sup>
- Im Hangenden der permischen Grabenstrukturen kommt es während der Trias zur Ausbildung eines Beckens. Die Subsidenz dieses sog. Burgunder Trogs war am stärksten im „Haute Chaîne“ und nahm über „Jura Externe“, Tafeljura und Molasse bis zu den „Chaînes Subalpines“ stark ab. Die tektonischen Subsidenzraten reichen von -4 m/Ma (Hebung) im Tafeljura während des Skyth bis zu 27 m/Ma im zentralen Jura (Plateaujura/Faltenjura) während des Karn/Nor. Die Subsidenzkurven zeigen in der Trias einen flacheren Verlauf als im Perm. Diese Beobachtung kann mit der Abnahme der tektonischen Subsidenzrate in der Phase der nun beginnenden thermischen Subsidenz auf befriedigende Weise erklärt werden.
- Ab dem Jura gerät das Arbeitsgebiet unter den Einfluss der im Süden absinkenden Tethys. Im Französischen Jura kommt es ab dem Lias zu einer Abnahme der tektonischen Subsidenz, im Gebiet der Molasse und der Subalpinen Ketten zu einer Zunahme derselben. Nach einer allgemeinen Zeit tektonischer Ruhe steigt ab dem Malm die tektonischen Subsidenzrate im gesamten Arbeitsgebiet erneut an. Die größten Subsidenzraten werden während des Malm im zentralen Jura (Plateaujura, Faltenjura) mit ca. 39 m/Ma erreicht. Insgesamt nimmt die Absenkung während der Jurazeit von Norden nach Süden zu, was mit der nach S zunehmenden Nähe zur Tethys erklärt werden kann.
- Auch am Anfang der Kreide hält die im oberen Jura begonnene Subsidenz an. Erst ab dem mittleren Apt kommt es im gesamten Arbeitsgebiet zu Hebung und Erosion (DEBRAND et al., 1984), die mit einigen Unterbrechungen bis zum Ende der Kreide anhält. Die Rekonstruktion ist schwierig und gelingt nur mit Hilfe von Sekundärquellen (Litera-

---

<sup>47</sup> Die sedimentäre Mächtigkeit des Perm in der Bohrung Mouterot 1 beträgt 642 m.

tur, PaläoGIS), da aus der Kreide kaum Sedimentgesteine erhalten sind. Die größten Hebungsraten ergeben sich während der Unterkreide mit 12 m/Ma im Gebiet der Molasse.

- Das Tertiär ist im gesamten Untersuchungsgebiet durch eine im Pliozän einsetzende Erosion gekennzeichnet, auf die im oberen Oligozän erneute Sedimentation folgt. Der zeitliche Einsatz der unterschiedlichen kompressiven Phasen wurde entsprechend GUELLEC et al. (1990b) angenommen (s. Bild 2-14). Die im Tertiär einsetzende Inversion des Burgunder Trops wurde bei der Rekonstruktion der Subsidenzkurven berücksichtigt. Eine nähere Untersuchung der tertiären Inversionsereignisse erfolgte im Rahmen dieser Arbeit nicht.

Die Subsidenzkurven sind Grundlage für die Rekonstruktion der thermischen Geschichte und somit wichtigster Bestandteil des konzeptionelle Modells für die thermische Modellierung (Kapitel 8.1).

## 8 Thermische Geschichte

Die thermische Geschichte von Sedimentbecken kann als ein zeitabhängiges Energiebilanz-Problem angesehen werden. Die Energiebilanz wird hauptsächlich von zwei Faktoren bestimmt. Erstens von der Wärmemenge, die in das System eintritt<sup>48</sup> und die das System verlässt, und zweitens von der Fähigkeit des Systems, Wärme zu transportieren und Wärme zu speichern (YALCIN et al., 1997).

Unter thermischer Modellierung versteht man die numerische Simulation dieses physikalischen Energiebilanz-Problems. Da die Temperatur auch der entscheidende Faktor bei der Erzeugung von Kohlenwasserstoffen ist, ist die Modellierung der thermischen Geschichte von großer Bedeutung für die Modellierung von Sedimentbecken im ganzen. Der Druck hat im Gegensatz zur Temperatur nur einen geringen Einfluss auf die Genese von Kohlenwasserstoffen.

### 8.1 Konzeptionelles Modell

Grundlage für die Rekonstruktion der thermischen Geschichte ist die Kenntnis der Subsidenzgeschichte. Die Subsidenzgeschichte<sup>49</sup> wiederum ist das Ergebnis von Dekompaktion und Backstripping, wie sie in **Kapitel 7** beschrieben ist.

Weitere Faktoren für die Rekonstruktion der thermischen Geschichte, die im folgenden besprochen werden, sind der Wärmefluss an der Oberfläche und an der Basis der Lithosphäre,

---

<sup>48</sup> Zu der Wärmemenge, die in das System eintritt, gehört auch die Wärmemenge, die im System produziert wird, z.B. durch radioaktiven Zerfall (s. **Kapitel 8.1.2**).

<sup>49</sup> Wesentliche Faktoren der Subsidenzgeschichte ist die Rekonstruktion von Zeiträumen, die nicht durch Gesteine dokumentiert sind (Phasen der Erosion und des Sedimentationsstillstandes). Daneben spielt die strukturelle Entwicklung des Untersuchungsgebiets eine sehr wichtige Rolle.

die radioaktive Wärmeproduktion in der Oberkruste, der zeitliche Verlauf des geothermischen Gradienten, Paläooberflächentemperaturen, die Kenntnis von rezenten Bohrlochtemperaturen sowie die Wärmeleitfähigkeit und die spezifische Wärmekapazität der betroffenen Gesteine (s.a. **Kapitel 2**). Die Summe dieser Parameter stellt das konzeptionelle Modell der thermischen Geschichte dar. Im folgenden werden alle Modellparameter beschrieben, die dieses konzeptionelle Modell für die thermische Geschichte des Französischen Jura bestimmen (s.a. **Tabelle 7-1**).

#### 8.1.1 Wärmefluss an der Oberfläche

Der Wärmefluss  $q$  ist definiert als der Transport von Wärme (mittels Wärmeleitung) pro Einheitsfläche und pro Einheitszeitintervall. Der Wärmefluss in der Sedimentsäule ist proportional zum geothermischen Gradienten  $\text{grad } T$  und zur Wärmeleitfähigkeit  $K$  der Gesteine. Beschrieben wird der Wärmefluss durch das sogenannte Fouriersche Gesetz (**Gleichung 2-5** und **Anhang E**).

Der Wärmefluss an der Oberfläche  $q_0$  setzt sich zusammen aus dem basalen Wärmefluss  $q_B$  (**Kapitel 8.1.3**), der aus dem oberen Mantel stammt, plus dem Wärmefluss  $q_R$  (**Kapitel 8.1.2**), der sich aus der Wärmeproduktion radioaktiver Elemente der oberen Kruste und der Sedimente ergibt.

Die rezenten Wärmeflusswerte werden für jede Bohrung nach der Wärmeflusskarte von Frankreich (GABLE, 1979) mittels des Paläo-GIS interpoliert.

Paläowärmeflusswerte werden analog zu gemessenen Wärmeflusswerten bekannter, rezenter, geotektonischer Positionen angenommen. Repräsentative Wärmeflusswerte solcher geotektonischen Positionen sind in **Tabelle 8-2** beschrieben.

	Modellparameter	Beschreibung / Quelle	Einfluss auf das Modell
<b>Modellparameter der thermischen Geschichte</b>	Subsidenzgeschichte (Sedimentationsrate, Subsidenzrate)	Ergibt sich aus der Modellierung der Subsidenzgeschichte	Wichtigster Eingangsparameter für die Modellierung der thermischen Geschichte
	Wärmefluss an der Oberfläche	Tektonisches Regime, Wärmeflusskarte	Maturität, alternativ zum Geothermischen Gradienten und anderen Parametern
	Radioaktive Wärmeproduktion in der Oberkruste	Lithologie (Bohrlochprotokolle, Bohrlochmessungen)	Starker Einfluss auf Wärmeproduktion in der Sedimentsäule
	Wärmefluss aus der Lithosphäre	Tektonisches Regime, Geologische Geschichte	Wärmefluss an der Basis
	Geothermischen Gradient	Tektonisches Regime, Geologische Geschichte	Wärmefluss in der Sedimentsäule (Maturität)
	Bohrlochtemperatur	Bohrlochprotokolle, Bohrlochmessungen	Aktuelles Temperaturregime (eventuell Rückschluss auf Paläotemperaturen)
	Paläooberflächentemperaturen	Paläobreitenlage Paläomagnetik	Wärmefluss an der Oberfläche
	Permeabilität	Lithologie (Bohrlochprotokolle), Petrophysik	Wärmefluss in der Sedimentsäule (konvektiver Anteil)
	Wärmeleitfähigkeit	Lithologie (Bohrlochprotokolle), Petrophysik	Wärmefluss in der Sedimentsäule
	Spezifische Wärmekapazität	Lithologie (Bohrlochprotokolle), Petrophysik	Wärmefluss in der Sedimentsäule

**Tabelle 8-1:** Tabelle der Modellparameter, die das konzeptionelle Modell für die thermische Modellierung des Französischen Jura bestimmen. Wichtigster Bestandteil des konzeptionellen Modells für die thermische Modellierung ist die Subsidenzgeschichte, die zugleich das Ergebnis der Subsidenzanalyse aus **Kapitel 7** darstellt. Besonders entscheidend sind hierbei die Rekonstruktion nicht dokumentierter Zeitabschnitte, also Erosion und Sedimentationsstillstand. Der Parameter, der eine ebenfalls sehr großen Einfluss auf das Modellierungsergebnis hat, ist der Wärmefluss. Einfluss von Wärmefluss und Erosion auf das Modellierungsergebnis werden mit Hilfe der Sensitivitätsanalyse ermittelt, die wichtiger Bestandteil der thermischen Modellierung ist.

### 8.1.2 Radioaktive Wärmeproduktion in der Oberkruste

Die radioaktiven Elemente werden infolge der Differentiation der Erde in Kern, Mantel und Kruste seit ca. 4 Mrd. Jahren in der leichteren kontinentalen Kruste angereichert (z.B. LUNINE, 1999; TAYLOR, 1992). Obwohl die radioaktiven Elemente auch in der oberen Kruste nur als Spurenelemente vorkommen, wird der Anteil radiogener Wärme am oberflächlichen Wärmefluss auf ca. 40% geschätzt (z.B. ENGLAND, 1992).

Die Radioaktivität innerhalb der Sedimentsäule kann z.T. erheblich variieren<sup>50</sup>. Bei der Modellierung des Wärmeflusses kann die Variabilität in dieser Detailliertheit mangels Daten so nicht berücksichtigt werden. Über die gesamte Lithosphäre zeigt sich ein Trend, der die Abnahme radioaktiver Wärmeproduktion von der Oberkruste über die Unterkruste bis in den Mantel belegt.

<sup>50</sup> Die radioaktive Wärmeproduktion natürlicher Gesteine reicht von durchschnittlich  $0,012 \mu\text{W}/\text{m}^3$  für Halit bis zu durchschnittlich  $5,5 \mu\text{W}/\text{m}^3$  für Schwarzschiefer (Werte berechnet nach RYBACH, 1986).

Tektonisches Regime	Beckentyp	Wärmefluss in [HFU]	Wärmefluss in [mW/m <sup>2</sup> ]
<b>Extension</b>	Aktive ozeanische Rücken	2,9-4,9 (2,9)	120-205 (120)
	Aktives Backridge-Becken (Synrift-Phase)	1,6-2,7 (2,0)	67-118 (85)
	Rift - Passiver Kontinentalrand (Synrift-Phase)	1,5-2,6 (1,9)	63-110 (80)
	Rift - Passiver Kontinentalrand <sup>51</sup> (Postrift-Phase)	0,9-1,6 (1,2)	37- 66 (50)
<b>Kompression</b>	Kollisionsgebirge	1,0-2,4 (1,7)	40-96 (70)
	Forearc-Becken (ohne Magmatismus)	0,5-1,1 (0,8)	20-45 (35)
	Tiefseegraben (Foreland)	1,0-1,9 (-)	40-80 (-)
<b>Transtension</b>	Aktives Strike-Slip-Becken (tiefe Lithosphäre)	1,9-2,9 (2,4)	80-120 (100)
	Aktives Strike-Slip-Becken (flachkrustal)	1,2-1,6 (1,4)	50- 68 (60)
<b>Basement</b>	Präkambrisches Schild	0,7-1,2 (1,0)	30- 52 (40)
	Ozeanische Kruste (>200Ma)	0,7-1,0	30- 40

**Tabelle 8-2:** Die Tabelle zeigt gemessene Wärmeflusswerte für rezente, geotektonische Positionen (Werte aus ALLEN und ALLEN, 1993; GRETENER, 1981; LUCAZEAU und LE DOUARAN, 1984; VON HERZEN und HELWIG, 1984; kompiliert in PLATTE RIVER ASSOCIATES (1995)). Die Wärmeflusswerte sind in [mW/m<sup>2</sup>] bzw. in [HFU] angegeben (s.a. **Anhang E**). Die Wärmeflusswerte geben natürliche Variationen an, in Klammern stehen die jeweiligen Modalwerte.

Infolgedessen wurde im Rahmen dieser Arbeit für die Oberkruste ein Wert von 1,0  $\mu\text{W}/\text{m}^3$ , für die Unterkruste ein Wert von 0,1  $\mu\text{W}/\text{m}^3$  und für die subkrustale Lithosphäre (oberster Mantel) ein Wert von 0,01  $\mu\text{W}/\text{m}^3$  für die durchschnittliche radioaktive Wärme-Produktion angenommen (s.a. **Tabelle 8-3**).

Ein Vergleich von **Bild 8-1** und **Bild 8-2** zeigt deutlich den Anteil der Wärmeproduktion durch radioaktive Elemente in der Oberkruste. Die Berücksichtigung der Wärmeproduktion durch radioaktive Elemente führt stets zu einer Zunahme des Wärmeflusses in der Lithosphäre.

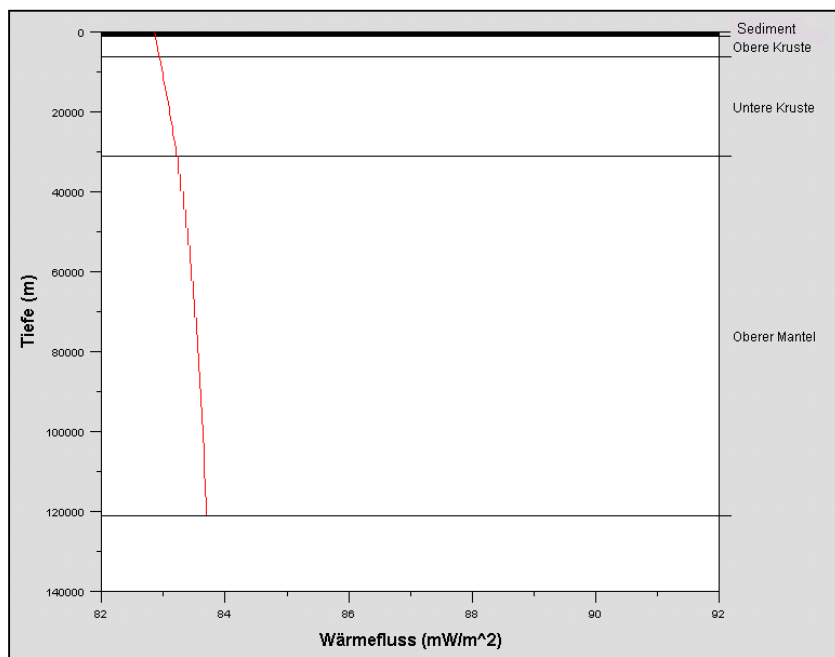
### 8.1.3 Wärmefluss aus der Lithosphäre

Der Wärmefluss aus der Lithosphäre hat ihren Ursprung an der Kern-Mantel-Grenze (d''-Schicht), wo Wärme aus dem äußeren Kern

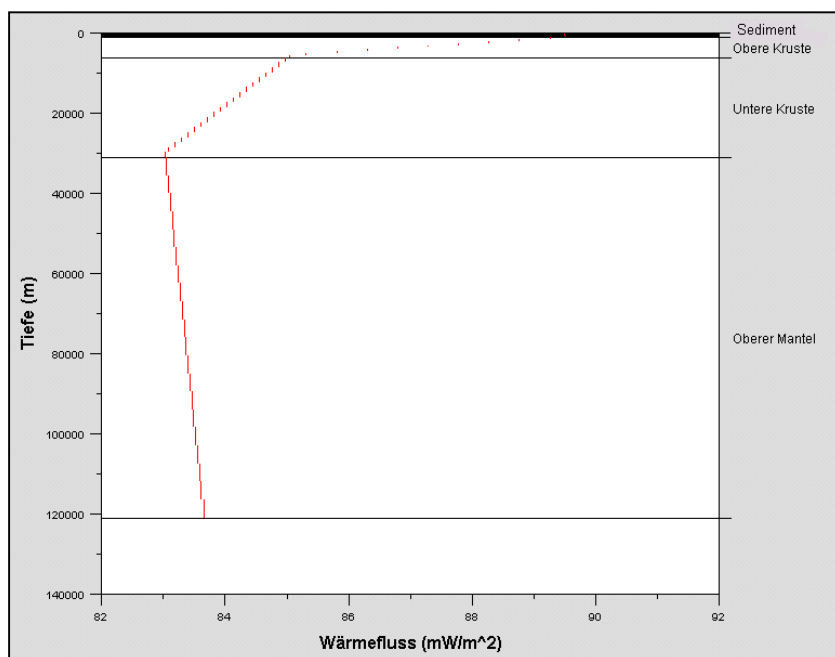
per Konvektion durch den Mantel an die Basis der Lithosphäre transportiert wird (z.B. LLIBOUTRY, 1999).

Für die Modellierung in dieser Arbeit wurde ein sehr vereinfachtes Grundmodell der Lithosphäre angenommen (s. **Tabelle 8-3**; nach PLATTE RIVER ASSOCIATES, 1995), das aus Oberkruste, Unterkruste und Oberem Mantel besteht (s.a. CLOETINGH et al., 2005). Die Mächtigkeit der Kruste beträgt 30 km, die Oberkruste wird mit nur 5 km angenommen. Die Mächtigkeit des Oberen Mantels wird auf 120 km festgesetzt. Die Wärmekapazität der Gesteine nimmt von der Oberkruste (2500  $\text{kJ}/\text{m}^3 \cdot ^\circ\text{K}$ ) zum Mantel (3014  $\text{kJ}/\text{m}^3 \cdot ^\circ\text{K}$ ) zu. Die Wärmeerzeugung durch radioaktive Elemente nimmt dagegen, wie weiter oben bereits beschrieben, nach unten von 1,0  $\mu\text{W}/\text{m}^3$  bis auf 0,01  $\mu\text{W}/\text{m}^3$  ab.

<sup>51</sup> Thermische Subsidenz



**Bild 8-1: Modellierung des Verlaufs des Wärmeflusses im Basement ohne Berücksichtigung der radioaktiven Wärmeproduktion in der Oberkruste.** Deutlich ist die Abnahme des Wärmeflusses von der Basis der Lithosphäre bis an die Oberfläche zu erkennen. Die Modellierung des Wärmeflusses erfolgte mit BasinMod© unter Verwendung des lithosphärischen Modells aus **Tabelle 8-3**.



**Bild 8-2: Modellierung des Wärmeflusses im Basement unter Berücksichtigung der radioaktiven Wärmeproduktion in der Oberkruste.** Deutlich ist die Abnahme des Wärmeflusses von der Basis der Lithosphäre bis an Basis der Kruste zu erkennen. In der Kruste kommt es zu einer Zunahme des Wärmeflusses durch radioaktiver Elemente, die v.a. in der Oberkruste angereichert sind. Die Modellierung des Wärmeflusses erfolgte mit BasinMod© unter Verwendung des lithosphärischen Modells aus der **Tabelle 8-3**.

	Mächtigkeit (m)	Wärmeleitfähigkeit (W/m·°K)	Wärmekapazität (kJ/m³·°K)	Radioaktive Wärme (μW/m³)
Oberkruste	5000	2,5	2500	1,0
Unterkruste	25000	2,5	2800	0,1
O. Mantel	90000	2,5	3014	0,01

**Tabelle 8-3:** Vereinfachtes Grundmodell der Lithosphäre, wie es in dieser Arbeit verwendet wird (nach PLATTE RIVER ASSOCIATES, 1995; nähere Beschreibung im Text).

- **Kontinentale Kruste** ~ 30 km Tiefe:  
Trennung in Ober- und Unterkruste, da im oberen der Anteil radioaktiver Wärmeproduktion größer ( $1,0 \mu\text{W}/\text{m}^3$ ) ist als im unteren ( $0,1 \mu\text{W}/\text{m}^3$ )
  - **Oberkruste** ~ 5 km Mächtigkeit, 100 – 200°C, Silikate mit hohem Anteil an Quarz, Ca, Na, K und Al
  - **Unterkruste** ~ 25 km Mächtigkeit, 200 – 500°C, weniger leichte Silikate, höherer Anteil an Ca, Fe und Mg
- **Basis der Lithosphäre** ~ 125 km Tiefe, 500 – 1300°C, Verarmung an Si, Anreicherung von Ca, Fe, Mg, Mineralogische Zusammensetzung: Anorthit, Olivin, Pyroxen

**Bild 8-1** und **Bild 8-2** zeigen die Modellierung des Wärmeflusses, wie sie in dieser Arbeit verwendet wurde. Die Berücksichtigung des Wärmeflusses aus der Lithosphäre führt in der Regel zu einer Zunahme der Maturität, wie sie bei der thermischen Modellierung berechnet wird (s.a. **Kapitel 8.2**).

### 8.1.4 Geothermischen Gradient

Der geothermische Gradient wird im Rahmen dieser Arbeit nicht als Eingangsparameter verwendet, sondern aus der Angabe des Wärmeflusses (an der Oberfläche und aus der Lithosphäre) berechnet (s.a. **Kapitel 8.2**).

Der Vorteil, Wärmeflussmessungen statt den geothermischen Gradienten als Eingangsparameter für die Modellierung der Maturität zu verwenden, ist, eine wesentlich einheitlichere Datenbasis (z.B. GABLE, 1979).

Außerdem kann bei der Anwendung des geothermischen Gradienten bei der Modellierung weder die Wärmeleitfähigkeit noch die spezifische Wärmekapazität der betroffenen Gesteinseinheiten berücksichtigt werden.

### 8.1.5 Bohrlochtemperaturen

Gemessene Bohrlochtemperaturen wurden im Rahmen dieser Arbeit nicht verwendet. Die Verwendung von Wärmeflusswerten nach GABLE (1979) garantiert eine bessere Vergleichbarkeit der unterschiedlichen Bohrungen, da die gemessenen Bohrlochtemperaturen auf Grund unterschiedlicher, nicht korrigierbarer Parameter z.T. erheblich variieren können.

### 8.1.6 Paläooberflächentemperaturen

Unter dem Begriff „Oberflächentemperatur“ wird in diesem Zusammenhang die Temperatur an der Sedimentoberfläche verstanden. Bei kontinentalen Sedimenten ist die Paläooberflächentemperatur die Temperatur an der Luft-Sediment-Grenze, bei marinen Sedimenten ist die Paläooberflächentemperatur die Temperatur an der Wasser-Sediment-Grenze zum Zeitpunkt der Ablagerung.

Die Paläooberflächentemperaturen werden für die thermische Modellierung verwendet. Sie gehen als Randbedingung für die Berechnung des Wärmeflusses an der Oberfläche in das Modell ein.

Die Paläooberflächentemperaturen lassen sich über die Paläobreitenlage des jeweiligen Standorts abschätzen. Niedrigere Breiten bedeuten in der Regel höhere Temperaturen.

Der Zusammenhang zwischen der Breitenlage und der Oberflächentemperatur wiederum ist aber auch von der jeweiligen geologischen Zeit abhängig, da z.B. in der Kreide eine andere globale Temperaturverteilung geherrscht hat als im wesentlich kälteren Jungtertiär (SKELTON, 2003).

Die Korrelation Breitenlage - Oberflächentemperatur vom Karbon bis zum Quartär lassen sich entsprechend **Bild 8-3** bestimmen.

Wassertiefe [m]	Temperatur [°C] (0°-30° Breite)	Temperatur [°C] (30°-60° Breite)	Temperatur [°C] (60°-90° Breite)
50 m	---	---	0°C
100 m	---	---	-1,75°C
150 m	20,0°C	12,0°C	0°C
250 m	19,5°C	10,5°C	---
350 m	16,5°C	9,75°C	---
500 m	9,25°C	9,0°C	0,5°C
750 m	6,25°C	7,5°C	---
1000 m	5,25°C	5,5°C	0,5°C
1250 m	5,0°C	5,0°C	---
1500 m	4,5°C	4,5°C	0,5°C

**Tabelle 8-4:** Die Tabelle zeigt die Wassertemperaturen an der Wasser-Sediment-Grenze, abhängig von der geographischen Breite (nach PICKARD, 1964). Abhängig von der Paläobreitenlage (aus **Tabelle 8-5**) und abhängig von der Paläowassertiefe der jeweiligen marinen Sedimente (s.a. **Kapitel 7.1.4** und **Kapitel 7.2.3**), kann dann die Temperatur an der Wasser-Sediment-Grenze zum Zeitpunkt der Ablagerung rekonstruiert werden.

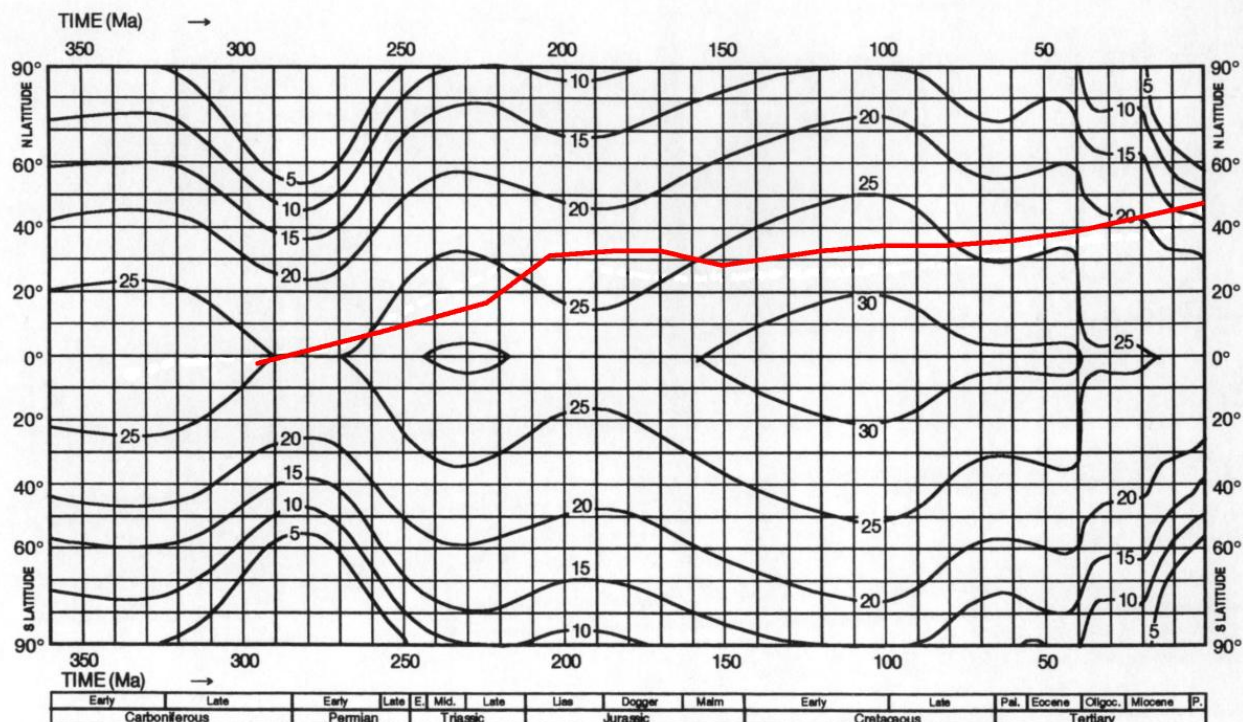
Zeit [Ma]	Paläobreite
295 Ma	2° S
256 Ma	9° N
224 Ma	17° N
206 Ma	31° N
186 Ma	32° N
170 Ma	32° N
150 Ma	29° N
120 Ma	33° N
100 Ma	34° N
80 Ma	34° N
60 Ma	36° N
40 Ma	39° N
0 Ma	47° N

**Tabelle 8-5:** Die Tabelle zeigt für das jeweils angegebene Alter die jeweilige Paläobreite im Raum des Französischen Jura. Als Bezugspunkt wurde der Ort Besancon mit den geographischen Koordinaten 47,15° N, 6° E gewählt (nach VAN DER VOO, 1990 und BESSE und COURTILOT, 1991).

Zeit [Ma]	Oberflächentemperatur [°C]
300 Ma	26,0° C
275 Ma	24,0° C
250 Ma	26,0° C
225 Ma	28,0° C
200 Ma	23,0° C
175 Ma	23,0° C
150 Ma	26,0° C
125 Ma	27,0° C
100 Ma	27,5° C
75 Ma	24,5° C
50 Ma	23,5° C
25 Ma	20,0° C
0 Ma	12,5° C

**Tabelle 8-6:** Die Tabelle zeigt die Oberflächentemperaturen in 25 Ma – Schritten entsprechend **Bild 8-3**. Die Werte ergeben sich durch Abschätzung aus den Schnittpunkt der Wanderkurve der paläogeographischen Breite mit den Isothermen.





**Bild 8-3:** Der Zusammenhang zwischen Oberflächentemperatur und Breite (Latitude) variiert mit der geologischen Zeit (POELCHAU et al., 1997). Die rote Linie zeigt die paläogeographische Breitenlage des Französischen Jura seit dem Perm. Der Schnittpunkt dieser Linie mit den Isothermen (schwarze Kurven) ergibt die Oberflächentemperatur für die jeweilige geologische Zeit. Die Ergebnisse dieser Korrelation sind in **Tabelle 8-6** dargestellt.

Die Rekonstruktion der Paläobreitenlage für einen bestimmten Standpunkt, z.B. eine Bohrung, lässt sich mit Hilfe der Paläomagnetik bestimmen. Der Französische Jura kann während dem Betrachtungszeitraum als eine geotektonische Einheit betrachtet werden (SETTLES, 1999). Für diese gesamte Zeit ist der Französische Jura Bestandteil des Südrands von Europa<sup>52</sup>.

Als Referenz für den Französischen Jura wurde Besancon mit den geographischen Koordinaten 47,15° N, 6° E gewählt. Die Zeitangaben wurden über die in der Literatur angegebenen Zeitintervalle gemittelt (**Tabelle 8-5**). Die Werte für die Zeit von 295 Ma bis 186

Ma stammen von VAN DER VOO (1990) die Werte, die jünger als 186 Ma sind, stammen von BESSE und COURTILOT (1991).

Mit Hilfe der paläogeographischen Lage des Französischen Jura seit dem Karbon, dargestellt in **Bild 8-3**, wurde nun für die Zeiten, die in **Tabelle 8-6** angegeben sind, die Oberflächentemperaturen an der Luft-Sediment-Grenze bestimmt.

Die Temperatur an der Wasser-Sediment-Grenze hingegen hängt nicht nur von der Paläobreitenlage, sondern auch von der Paläowassertiefe (s. **Tabelle 8-4**) ab. Für marine Sedimente muss folglich als zusätzlicher Aspekt die Wassertiefe zur Zeit der Ablagerung (s.a. **Kapitel 7.1.4** und **Kapitel 7.2.3**) berücksichtigt werden. Zu diesem Zweck können die Wassertemperaturen an der Wasser-Sediment-Grenze, abhängig von der geographischen

<sup>52</sup> Im Bereich des Französischen Jura ist es von großer Bedeutung, unterschiedliche Magnetisierungsereignisse zu trennen, da oft schon diagenetisch bedingte Alterationen in Karbonaten zu einer Remagnetisierung führen können (JOHNSON et al., 1984).

Breite, aus **Tabelle 8-4** (nach PICKARD, 1964) entnommen werden

### 8.1.7 Permeabilität

Im Rahmen dieser Arbeit konnte der Wärmetransport mittels fluider Phasen infolge fehlender Daten nicht berücksichtigt (Wärmetransport durch Grundwasser, hydrothermale Konvektionszellen, ...) werden. Die Permeabilität unterschiedlicher Gesteine hat somit keinen Einfluss auf das Ergebnis der Modellierung der organischen Maturität.

### 8.1.8 Wärmeleitfähigkeit und Wärmekapazität

Sowohl die Wärmeleitfähigkeit als auch die spezifische Wärmekapazität sind materialabhängige Parameter, die entscheidenden Einfluss auf den Transport von Wärme in der Sedimentsäule besitzen<sup>53</sup>.

Die Wärmeleitfähigkeit ist eine Eigenschaft des Gesteins, durch den die Wärme (durch Wärmeleitung!) fließt. Aus **Gleichung 2-5** ergibt sich, dass bei einem gegebenen Wärmefluss  $q$  eine hohe Wärmeleitfähigkeit  $K$  zu niedrigen geothermischen Gradienten  $\text{grad } T$  führt und umgekehrt.

Die spezifische Wärmekapazität ist ein Maß für die Fähigkeit des Gesteins Wärme zu speichern. Dies bedeutet, dass je größer die spezifische Wärmekapazität des Gesteins ist, desto mehr Wärme kann das Gestein aufnehmen. Aus diesem Grund spielt bei der Modellierung des Wärmeflusses die Wärmekapazität eine große Rolle. Eine plötzliche Änderungen des Wärmeflusses wirkt sich nicht sofort auf das Temperaturprofil in der Sedi-

mentsäule, und somit auch nicht auf den geothermischen Gradienten, aus. Der Grund für diese Verzögerung liegt darin, dass die zusätzliche Wärme bis zu einem gewissen Ausmaß durch die Gesteine aufgenommen wird.

Ein Maß, wie schnell sich Temperaturänderungen im Gestein auswirken ist die thermische Diffusivität  $\kappa$  (s.a. **Gleichung E-5** in **Anhang E**). Die thermische Diffusivität ist proportional zur Wärmeleitfähigkeit und umgekehrt proportional zur spezifischen Wärmekapazität und zur Dichte des jeweiligen Materials.

Sowohl die Wärmeleitfähigkeit als auch die spezifische Wärmekapazität sind temperaturabhängig. Die Korrektur der Wärmeleitfähigkeit erfolgt in BasinMod© mittels Korrekturfaktoren (nach der **Gleichung J-1** aus **Anhang J**).

Die Wärmeleitfähigkeit sowie die Wärmekapazität, die für die Subsidenzanalyse in dieser Arbeit verwendet wurden, sind ebenfalls in **Anhang J** aufgelistet.

## 8.2 Thermische Modellierung

Wie schon oben erwähnt, ist die Temperatur der wichtigste Parameter bei der Modellierung von Sedimentbecken. Sie ist der entscheidende Faktor bei der Erzeugung von Kohlenwasserstoffen und zahlreichen anderen chemischen und physikalischen Prozessen, wie z.B. den physikalischen Eigenschaften von Gesteinen. Der Verlauf der Paläotemperatur über die Zeit wird als thermische Geschichte bezeichnet.

In erster Linie ist die thermische Geschichte von allen geologischen Prozessen abhängig, die bei der Bildung eines Sedimentbeckens tätig sind. Diese sind bereits Bestandteil der Subsidenzgeschichte. Zu diesen gehören:

<sup>53</sup> Die Einheit der Wärmeleitfähigkeit ist  $\frac{W}{m \cdot ^\circ K}$ ,

die Einheit der spezif. Wärmekapazität ist  $\frac{J}{kg \cdot ^\circ K}$ .

- Sedimentation
- Nicht-Sedimentation
- Erosion
- Tektonische Prozesse
- Kompaktion

In zweiter Linie ist die thermische Geschichte abhängig von Wärmefluss und den thermischen Eigenschaften von Gesteinen. Wesentliche Prozesse, die modelliert werden, sind hierbei

- Wärmefluss an der Basis und an der Oberfläche der Sedimentsäule
- Reifung organischer Materie

Für die Modellierung der thermischen Geschichte ist die Kalibrierung des Modells mit temperaturabhängigen, tatsächlich gemessenen Parametern entscheidend. Zu diesem Zweck werden in dieser Arbeit organische Maturitätsparameter, wie Vitrinitwerte und  $T_{\max}$ -Werte, verwendet (s.a. **Kapitel 8.3**).

### 8.2.1 Randbedingungen

Bei der thermischen Modellierung müssen eine Vielzahl von Randbedingungen berücksichtigt werden. Der Großteil ist Bestandteil des konzeptionellen Modells und wurde in **Kapitel 8.1** festgelegt.

- Art der Dekompaktionsmethode
- Berechnung des Wärmeflusses (Wärmefluss, geothermischer Gradient oder Bohrlochtemperatur)
- Berechnung des Wärmeflusses unter stationären bzw. instationären Bedingungen
- Berücksichtigung der Oberflächentemperatur
- Berücksichtigung des Wärmeflusses aus der Lithosphäre
- Art des Maturitätsmodells

### Festlegung des Wärmeflusses

Als Eingangsparameter für die Modellierung der thermischen Geschichte können entsprechend PLATTE RIVER ASSOCIATES (1995) folgende Alternativen benutzt werden

- der Wärmefluss im Sediment und im Basement
- der zeitliche Verlauf des geothermischen Gradienten
- die Kenntnis von rezenten Bohrlochtemperaturen

In dieser Arbeit wird der Rekonstruktion des Wärmeflusses gegenüber den anderen zwei Methoden Vorrang gegeben. Dies liegt v.a. daran, dass eine Vielzahl an rezenten Wärmeflussmessungen (s.a. **Tabelle 6.4**) existiert, die gemäß dem aktualistischen Prinzip auf analoge tektonische Positionen aus der geologischen Vergangenheit übertragen werden können. Für die Referenzbohrung Misery 1 wurden die Wärmeflusswerte entsprechend **Tabelle 8-7** angenommen.

Bei Verwendung des Wärmeflusses und der Bohrlochtemperaturen als Eingangsparameter für die thermische Modellierung wird der geothermische Gradient aus diesen Parametern unter Berücksichtigung der Wärmeleitfähigkeit und der spezifischen Wärmekapazität berechnet. Nimmt man dagegen den geothermischen Gradienten als Eingangsparameter, kann bei der Modellierung weder die Wärmeleitfähigkeit noch die spezifische Wärmekapazität der betroffenen Gesteinseinheiten berücksichtigt werden, da der geothermische Gradient, zu dessen Berechnung diese Parameter verwendet werden, bereits vorhanden ist (und nicht mehr berechnet werden kann). Der geothermische Gradient als Eingangsparameter ist also eine härtere Bedingung für die Definition des Modells als die Angabe von Wärmefluss und Bohrlochtemperaturen.

Tektonisches Regime	Geologische Zeit	Alter [Ma]	Wärmefluss [mW/m <sup>2</sup> ]
Spätpaläogene Kompression	Obere Kreide - heute	15 – 0 Ma	<b>110 mW/m<sup>2</sup></b>
Tertiäres Synriftstadium	Spätes Eozän – frühes Miozän	40 – 15 Ma	80 mW/m <sup>2</sup>
Frühpaläogene Kompression	Ober-Kreide – mittleres Eozän	100 – 40 Ma	70 mW/m <sup>2</sup>
Passiver Kontinentalrand <sup>54</sup>	Dogger – Unter-Kreide	180 – 100 Ma	50 mW/m <sup>2</sup>
Postriftstadium	Frühe Trias - Lias	250 – 180 Ma	50 mW/m <sup>2</sup>
Rift - (Synriftstadium) <sup>55</sup>	Spätes Karbon - Ende Perm	305 – 250 Ma	80 mW/m <sup>2</sup>

**Tabelle 8-7:** Die Tabelle zeigt Wärmeflusswerte für tektonische Ereignisse im Arbeitsgebiet entsprechend **Kapitel 3** und **Tabelle 8-2**. Als Wärmeflusswerte werden die Modalwerte aus **Tabelle 8-2** verwendet. Der rezente Wärmeflusswert (fettgedruckt) wurde mit Hilfe des PaläoGIS aus der Wärmeflusskarte nach GABLE (1979) bestimmt. Die Wärmeflusswerte sind in [mW/m<sup>2</sup>] angegeben (s.a. **Anhang E**).

Der Vorteil bei der Verwendung von Bohrlochtemperaturen ist, dass diese oft die einzigen wirklich real gemessenen Werte (im Vergleich zu Wärmefluss und geothermischen Gradienten) bei der Modellierung der thermischen Geschichte sind. Der Nachteil bei der Anwendung von Bohrlochtemperaturen ist dagegen, dass diese einzige, aktuell gemessene Bohrlochtemperatur zur Rekonstruktion des Wärmeflusses oder geothermischen Gradienten für die gesamte thermische Geschichte verwendet wird.

Der Grund für diesen Sachverhalt liegt in dem Umstand, dass oft keine Paläotemperaturen verfügbar sind. In dieser Arbeit würde die gesamte Temperaturgeschichte seit dem Perm, und somit die Rekonstruktion des Wärmeflusses seit 250 Ma, in der Regel auf einer einzigen rezenten Bohrlochmessung beruhen.

Bei allen Bohrungen wurde die Berechnung des Wärmeflusses für instationäre Bedingungen durchgeführt, d.h. der Wärmefluss wurde nicht als konstant über die gesamte Lithosphäre angenommen.

### 8.2.2 Modellierung der Maturität

Die wichtigsten Parameter bei dem Reifeprozess organischer Materie sind Zeit und Temperatur. Druck spielt hierbei im Vergleich nur eine untergeordnete Rolle (ALLEN und ALLEN, 1993). Die Zeit-Temperatur-Abhängigkeit wird durch die Arrhenius-Gleichung beschrieben (s. **Gleichung 2-6**). Die Modellierung der Maturität kann unter anderen mit Hilfe folgender Modelle durchgeführt werden:

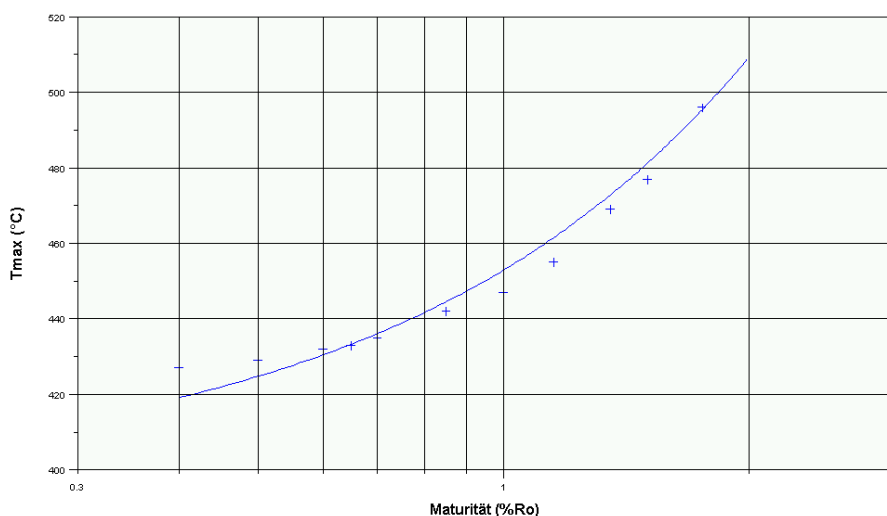
- Lopatin-Modell (s. **Anhang F**)
- VITRIMAT-Modell (s. **Anhang G**)
- EASY%R<sub>O</sub>-Modell (s. **Anhang H**)
- SIMPLE-R<sub>O</sub>-Modell (s. **Anhang I**)

Die Vorteile und Nachteile sowie die Herleitung der unterschiedlichen Modelle werden in **Anhang F** bis **Anhang I** diskutiert.

Im Rahmen dieser Arbeit wurde das VITRIMAT-Modell (**Anhang G**) verwendet. Das VITRIMAT –Modell wurde bei den Lawrence Livermore National Laboratories (Livermore, Kalifornien) entwickelt.

<sup>54</sup> Thermische Subsidenz

<sup>55</sup> Initiale Subsidenz



**Bild 8-4:** Das Bild zeigt die Korrelation der gemessenen  $T_{\max}$ -Werte mit den modellierten Werten für die Vitrinit-Reflexion %Rr, wie sie in dieser Arbeit verwendet wurde. Die Werte für die Korrelation sind aus PLATTE RIVER ASSOCIATES (1995) entnommen.

Es gilt für %Rr-Werte von 0,3 bis 4,5% und kann für unterschiedliche Erwärmungsraten angewandt werden. Die Erwärmungsraten reichen von 1°C/Woche für Laborbedingungen über Erwärmungsraten von 10°C/100a bis zu 1°C/Ma für geologische Ereignisse.

Die Modellierung erfolgte generell für den eindimensionalen Fall, d.h. längs des Bohrprofils (s. **Bild 8-5** bis **Bild 8-8**). Eine flächenhafte, d.h. zweidimensionale, Aussage über die Ergebnisse der eindimensionalen Modellierung erfolgt durch Interpolation der eindimensionalen Ergebnisse mittels Geostatistik (s. **Anhang O** und **Kapitel 9**).

Ergebnisse der Modellierung der thermischen Geschichte sind:

- Temperatur
- Wärmefluss
- Wärmeleitfähigkeit
- Spezifische Wärmekapazität
- Maturität

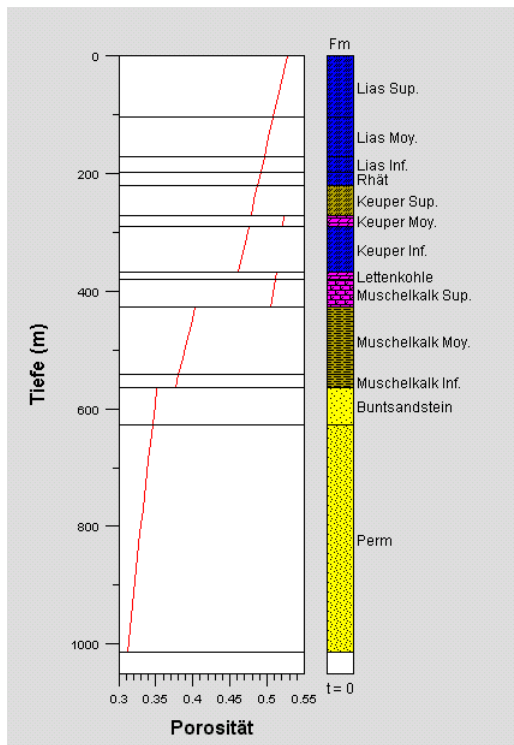
Da das VITRIMAT-Modell als Ergebnis Werte für die Vitrinit-Reflexion liefert, müssen für die Kalibrierung (**Kapitel 8.3**) die gemessenen  $T_{\max}$ -Werte zu Werten für die Vitrinit-

Reflexion Rr% umgerechnet werden (s. **Bild 8-4**).

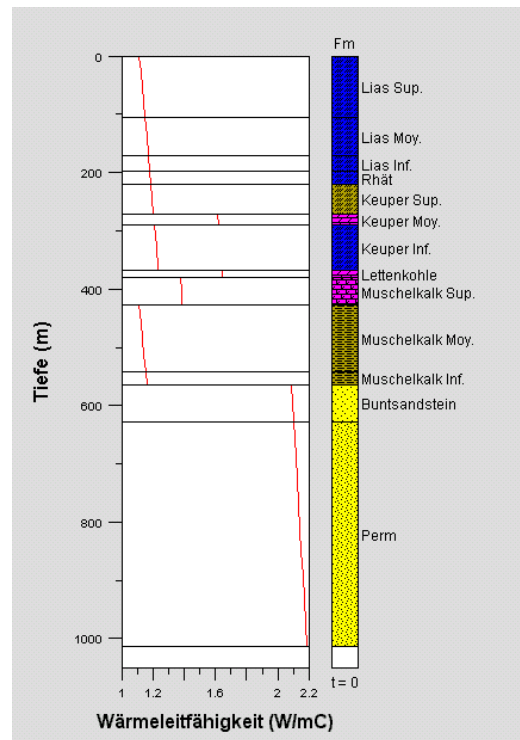
Das vertikale Profil zum Zeitpunkt 0 Ma ist die tatsächlich abgeteufte Bohrung, wie sie im Bohrprofil vorliegt (s. **Bild 8-5** bis **Bild 8-8**).

Die Aneinanderreihung beliebiger Vertikalprofile vom Beginn der tektonischen Entwicklung (z.B. 260 Ma) bis heute (0 Ma) ergeben neben den Subsidenzkurven (s. **Kapitel 7**) auch Kurven für den zeitlichen Verlauf von Temperatur und Maturität (s. **Bild 7-15** und **Bild 5-11**) sowie auch Zeit-Tiefen-Profile (s.a. **Bild 8-13** bis **Bild 8-16**), die eine zeitlich-vertikale Verteilung von Temperatur, Wärmeleitfähigkeit, spezifischer Wärmekapazität und Maturität ergeben.

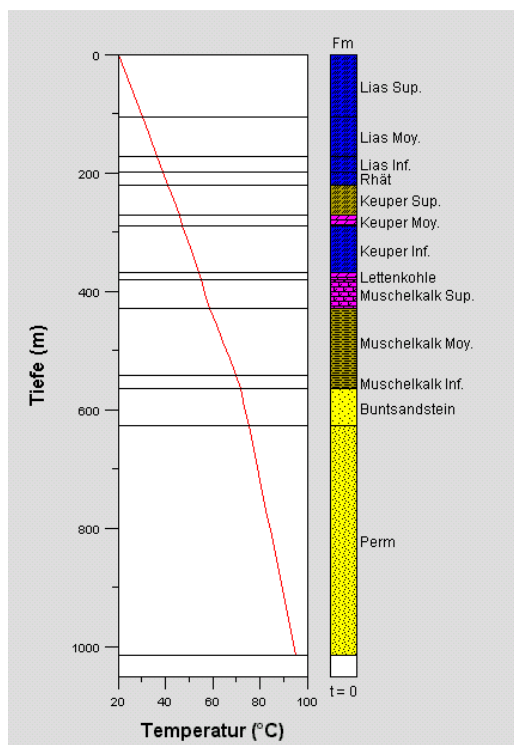
Während die zeitlich-vertikale Verteilung von Porosität und Wärmeleitfähigkeit deutlich schichtgebunden ist (s. **Bild 8-5** und **Bild 8-6** sowie **Bild 8-15** und **Bild 8-16**), zeigen z.B. Temperatur und Maturität einen kontinuierlich Verlauf über Raum und Zeit (s. **Bild 8-7** und **Bild 8-8** sowie **Bild 8-13** und **Bild 8-14**).



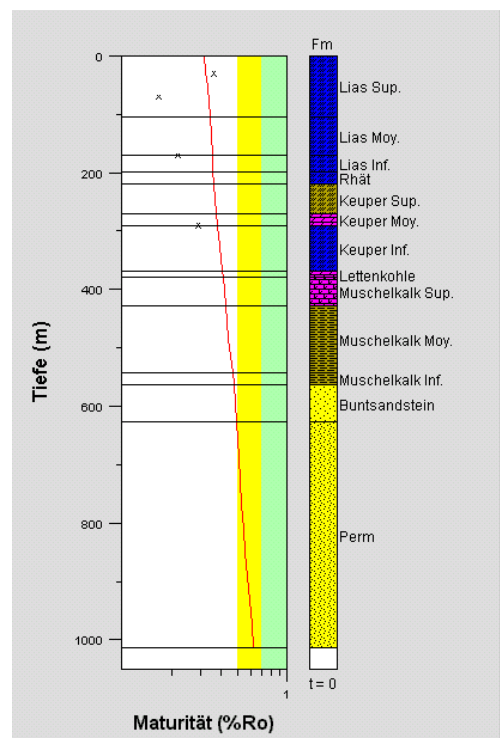
**Bild 8-5:** Verlauf der Porositätswerte in Abhängigkeit von der Tiefe für die Referenzbohrung Misery 1 (nähere Erläuterung im Text).



**Bild 8-6:** Verlauf der Wärmeleitfähigkeit in Abhängigkeit von der Tiefe für die Referenzbohrung Misery 1 (nähere Erläuterung im Text).



**Bild 8-7:** Verlauf der Temperatur in Abhängigkeit von der Tiefe für die Referenzbohrung Misery 1 (nähere Erläuterung im Text).



**Bild 8-8:** Verlauf der Maturität in Abhängigkeit von der Tiefe für die Referenzbohrung Misery 1 (nähere Erläuterung im Text).

### 8.3 Sensitivitätsanalyse und Kalibrierung des Modells

Die Durchführung der Sensitivitätsanalyse ist integraler Bestandteil jeder numerischen Modellierung und gleichzeitig Voraussetzung für die Durchführung der Kalibrierung. Mit ihrer Hilfe kann der Einfluss der unterschiedlichen Modellparameter auf die Ergebnisse der Modellierung abgeschätzt werden. Die Parameter, die den größten Einfluss auf die Ergebnisse der Modellierung haben, sind wiederum die entscheidenden Parameter für die Kalibrierung. Aus diesem Grund wird die Sensitivitätsanalyse vor der Kalibrierung der einzelnen Bohrungen durchgeführt.

Auf Grund der Komplexität geologischer Prozesse und der Vielzahl der beteiligten, sich gegenseitig beeinflussenden Parameter ist es aber nicht möglich, diskrete Angaben zur Sensitivitätsanalyse für das gesamte Untersuchungsgebiet zu treffen (s.a. NOETH et al., 2002). Als Alternative können entweder genaue Werte für einzelne Bohrungen oder Werteintervalle für das gesamte Untersuchungsgebiet ermittelt werden.

Diese Werteintervalle für die einzelnen Eingabeparameter können mit Hilfe von Minimal- und Maximalwerten aus der Sensitivitätsanalyse einzelner Bohrungen abgeschätzt werden (s.a. **Anhang N** und **Tabelle 8-8**). Untersucht wurde der Einfluss von Lithostratigraphie, Dichte, Porosität, Chronostratigraphie, eustatischen Meeresspiegelschwankungen, Ablagerungstiefe (Paläobathymetrie), Erosion (max. Absenkung), struktureller Entwicklung, Subsidenzgeschichte (Sedimentationsrate, Subsidenzrate), Wärmefluss an der Oberfläche, radioaktiver Wärmeproduktion in der Oberkruste, Wärmefluss aus der Lithosphäre, Paläowärmefluss, Paläooberflächentemperatur, Wärmeleitfähigkeit und spezifischer Wärmekapazität (s.a. **Tabelle 8-8**)

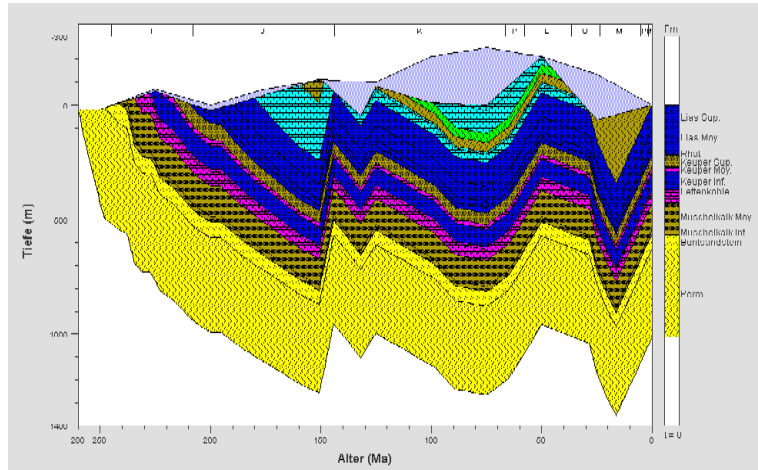
auf die Berechnung von Temperatur (s.a. **Bild 7-15** und **Bild 8-13**) und Maturität (s.a. **Bild 5-11** und **Bild 8-14**).

In dieser Arbeit wurde zwischen globalen und lokalen Parametern unterscheiden. Globale Parameter gelten für das gesamte Untersuchungsgebiet. Sie werden in einem ersten Schritt ermittelt und stellen die Randbedingungen für die weitere Modellierung dar. Als Ergebnis der Sensitivitätsanalyse wurden folgende Randbedingungen festgelegt (s.a. **Kapitel 8.1**):

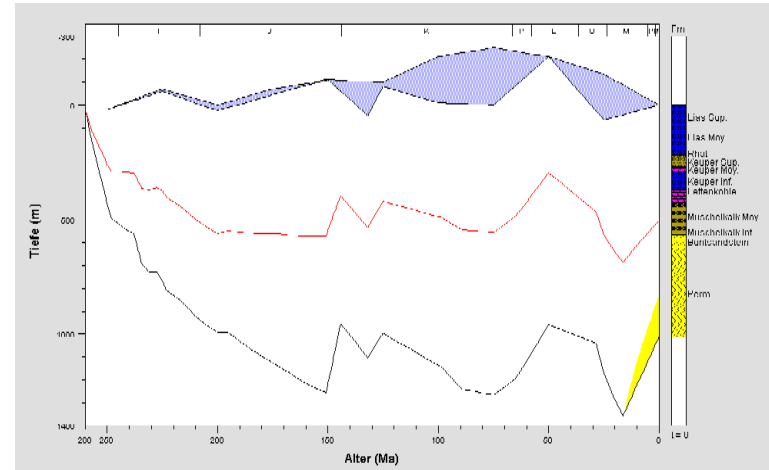
- Art des Maturitätsmodells: VITRIMAT (s.a. **Anhang G**)
- Dekompaktion nach FALVEY und MIDDLETON (1981)
- Wärmefluss unter stationären Bedingungen
- Zeitskala nach GRADSTEIN und OGG (1996)
- Eustatische Meeresspiegelschwankungen nach HAQ et al. (1987), s.a. **Tabelle 7-3** und **Anhang L**
- Paläooberflächentemperaturen, s.a. **Tabelle 8-6**
- Paläowärmeflusswerte (**Tabelle 8-7**)

Lokale Parameter hingegen gelten nicht für das gesamte Untersuchungsgebiet, sondern nur für eine bestimmte Bohrungen oder sogar nur für einzelne Schichten. Diese lokalen Parameter wurden bei der Sensitivitätsanalyse systematisch variiert, da sie entscheidend für die Kalibrierung der einzelnen Bohrung sind. Zu den lokalen Parametern gehören:

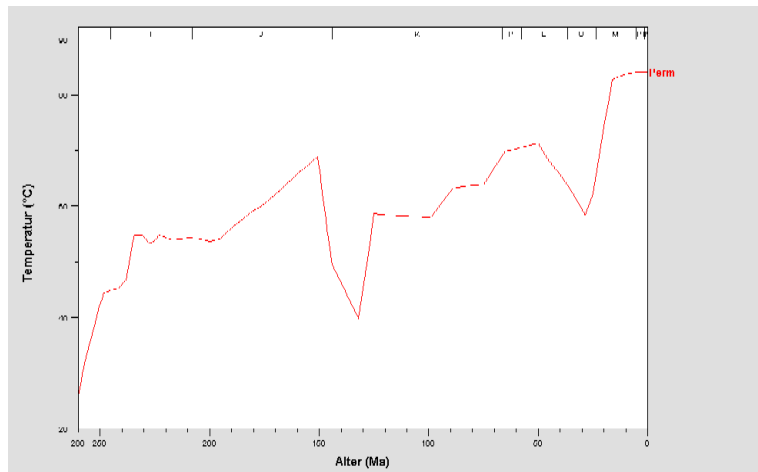
- Wärmefluss an der Oberfläche
- Oberflächentemperatur
- Erosionsereignisse
- Paläobathymetrie
- Porosität
- Dichte
- Wärmeleitfähigkeit
- Spezifische Wärmekapazität



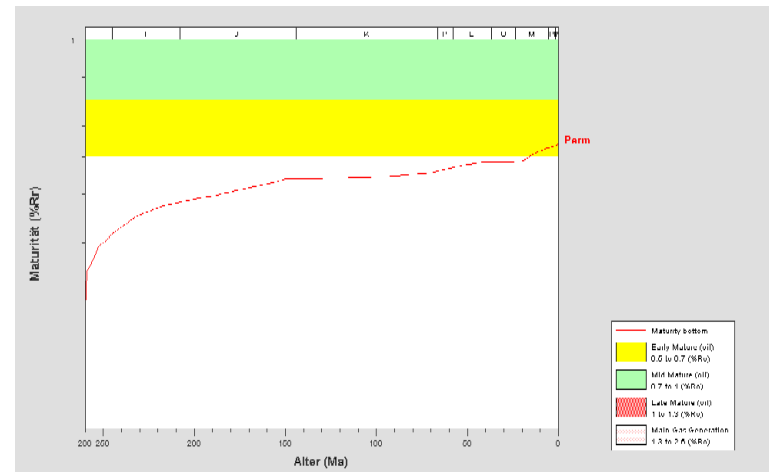
**Bild 8-9:** Subsidenzcurve der Bohrung Misery 1 (Tafeljura) unter Berücksichtigung von Dekompaktion, eustatischen Meeresspiegelschwankungen und Paläobathymetrie (nähere Erläuterung im Text).



**Bild 8-10:** Subsidenzcurve der Referenzbohrung Misery 1 (nähere Erläuterung im Text). Die gelbe Fläche zeigt den Bereich früher Erdölmatürität (s.a. Legende in Bild 5-11).

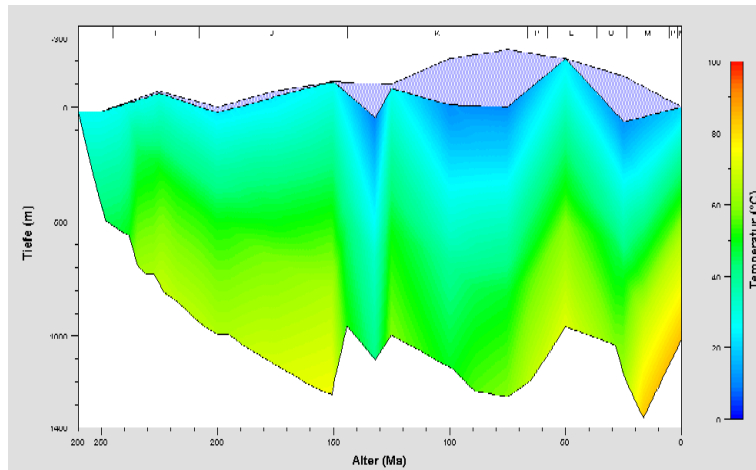


**Bild 8-11:** Zeitlicher Verlauf der Temperatur (°C) seit 260 Ma in der Referenzbohrung Misery 1 für Sedimente an der Basis des Perm (nähere Erläuterung im Text).

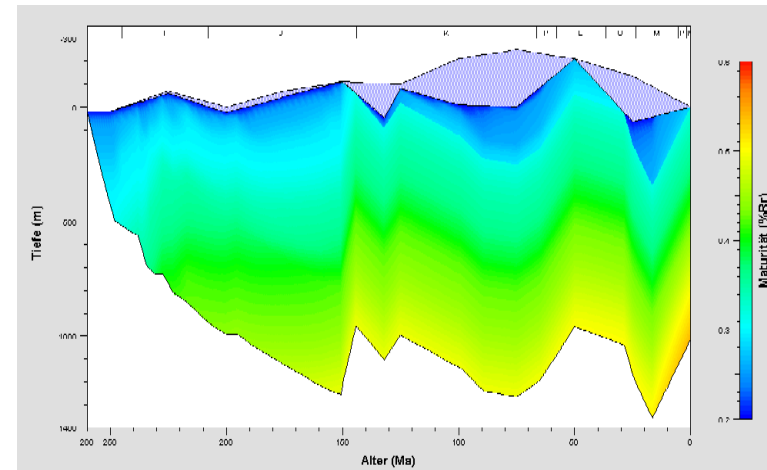


**Bild 8-12:** Zeitlicher Verlauf der Maturität (%Rr) seit 260 Ma in der Referenzbohrung Misery 1 für Sedimente an der Basis des Perm (nähere Erläuterung im Text).

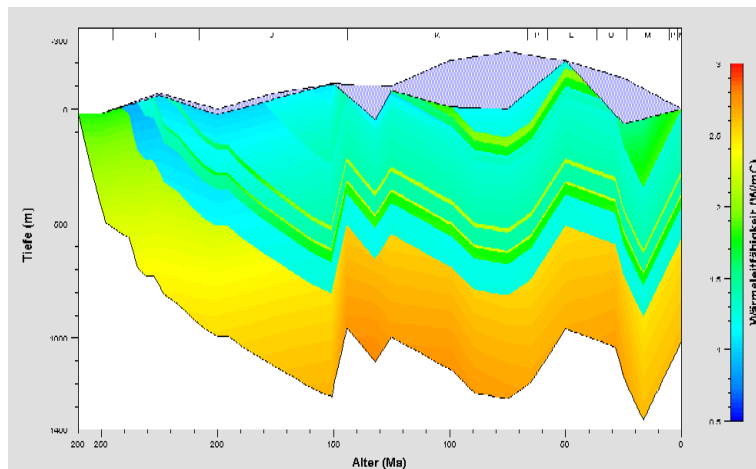




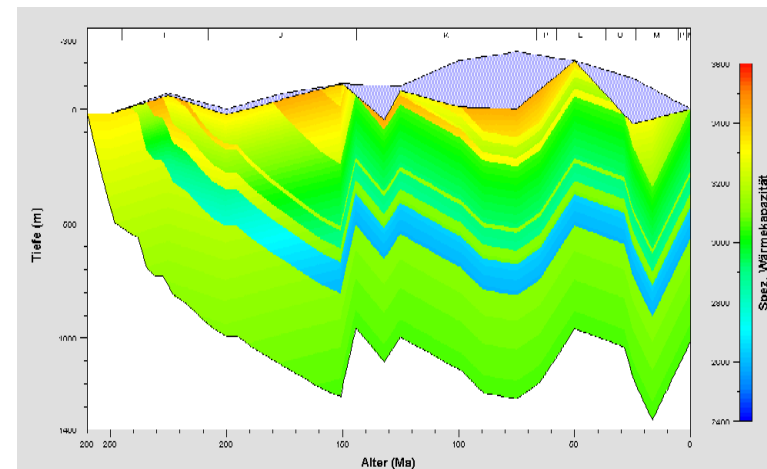
**Bild 8-13:** Zeitlich-räumliche Verteilung der Temperatur in der Bohrung Misery 1 (Tafeljura). Die Temperaturwerte liegen zwischen 20 und knapp 100°C (nähere Erläuterung im Text).



**Bild 8-14:** Zeitlich-räumliche Verteilung der Maturität in der Bohrung Misery 1 (Tafeljura). Die Maturitätswerte liegen zwischen 0,2 und 0,6%Rr (nähere Erläuterung im Text).



**Bild 8-15:** Zeitlich-räumliche Verteilung der Wärmeleitfähigkeit in der Bohrung Misery 1 (Tafeljura). Die Werte für die Wärmeleitfähigkeit sind deutlich schichtgebunden (nähere Erläuterung im Text).



**Bild 8-16:** Zeitlich-räumliche Verteilung der spezifischen Wärmekapazität in der Bohrung Misery 1 (Tafeljura). Die Werte für die spezifische Wärmekapazität sind deutlich schichtgebunden.

	Modellparameter	Einfluss auf das Modell
<b>Modellparameter der Absenkungsgeschichte (Backstripping, Dekompaktion)</b>	Lithostratigraphie	Geringer Einfluss
	Dichte	Kein Einfluss
	Porosität	Für eine Schicht kein bis geringer Einfluss Für alle Schichten mittlerer bis großer Einfluss
	Chronostratigraphie	Kein bis geringer Einfluss <sup>56</sup>
	Eustatische Meeresspiegelschwankungen	Kein Einfluss
	Ablagerungstiefe (Paläobathymetrie)	Kein Einfluss
<b>Modellparameter der thermischen Geschichte</b>	Erosion (max. Absenkung)	Großer Einfluss
	Strukturelle Entwicklung	Mittlerer bis großer Einfluss
	Subsidenzgeschichte (Sedimentationsrate, Subsidenzrate)	Großer bis sehr großer Einfluss
	Wärmefluss an der Oberfläche	Großer Einfluss
	Radioaktive Wärmeproduktion in der Oberkruste	Großer Einfluss, pauschal, abhängig vom Basement-Modell
	Wärmefluss aus der Lithosphäre	Großer Einfluss, abhängig vom Basement-Modell
	Paläowärmefluss	Sehr großer Einfluss, abhängig vom Basement-Modell
	Paläooberflächentemperatur	Mittlerer Einfluss
	Wärmeleitfähigkeit	Für eine Schicht mittlerer bis großer Einfluss Für alle Schichten großer bis sehr großer Einfluss
	Spezifische Wärmekapazität	Kein Einfluss

**Tabelle 8-8:** Tabelle der Modellparameter, die das konzeptionelle Modell für die thermische Modellierung bestimmen, sowie der Einfluss dieser Parameter auf die Modellierung der Maturität. Der Einfluss der Modellparameter (kein Einfluss: 0%, geringer Einfluss: 0-5%, mittlerer Einfluss: 5-10%, großer Einfluss: 10-50%, sehr großer Einfluss: > 50%) auf das Ergebnis der Modellierung erfolgt mit Hilfe der Sensitivitätsanalyse. Ein Beispiel für die Durchführung einer Sensitivitätsanalyse ist in **Anhang N** beschrieben.

Als Ergebnis der Sensitivitätsanalyse hat es sich gezeigt, dass die entscheidenden Parameter bei der Modellierung der Maturität für bestimmte Bohrungen bzw. für einzelne Schichten der Wärmefluss an der Oberfläche und Erosionsereignisse sind. Ebenfalls einen sehr großen Einfluss auf das Gesamtergebnis haben die Annahme von Maximal- und Minimalwerten für Porosität und Wärmeleitfähigkeit

für alle Schichten. Diese Annahme führt allerdings zu sehr unrealistischen Szenarien. Der Einfluss von Wärmefluss und Erosionsereignissen auf das Modell kann mit Hilfe der sog. Sensitivitätsmatrix erfolgen. Die Sensitivitätsmatrix in **Bild 8-1** zeigt als Beispiel den Einfluss der systematischen Variation von Erosion und Wärmefluss auf die Modellierung der Maturität. Zielformation ist in diesem Beispiel das Perm der Bohrung Cha 1R.

<sup>56</sup> s.a. THOMSEN und LERCHE, 1997

Target formation: Perm						
HeatFlow	Erosion					
	100.0%	102.5%	105.0%	107.5%	110.0%	
90.0%	1.19	1.20	1.21	1.21	1.22	
	1.28	1.29	1.30	1.31	1.32	
95.0%	1.24	1.25	1.25	1.26	1.27	
	1.34	1.35	1.35	1.36	1.37	
100.0%	1.31	1.31	1.32	1.33	1.33	
	1.41	1.41	1.42	1.42	1.43	
105.0%	1.39	1.40	1.40	1.40	1.41	
	1.49	1.49	1.49	1.50	1.50	
110.0%	1.48	1.48	1.48	1.48	1.48	
	1.61	1.61	1.61	1.61	1.61	

Adjusted heat flows:		Adjusted erosions:	
90.0%	87.30	100.0%	-500.0 -285.0
95.0%	92.15	102.5%	-512.5 -292.1
100.0%	97.00	105.0%	-525.0 -299.3
105.0%	101.85	107.5%	-537.5 -306.4
110.0%	106.70	110.0%	-550.0 -313.5

**Bild 8-17:** Das Bild zeigt beispielhaft eine Sensitivitätsmatrix für die Zielformation Perm der Bohrung Chatelblanc 1R, wie sie das Programm BasinMod© (PLATTE RIVER ASSOCIATES, 1995) ergibt. Die Sensitivitätsmatrix liefert als Ergebnis den Einfluss einer systematischer Variation bestimmter Eingangsparameter, in diesem Fall von Wärmefluss und Erosion, auf das Ergebnis der Modellierung, in diesem Fall der berechneten Maturität in % Rr.

Das Perm zeigt als Ergebnis der Modellierung einen Wert von 1,31% Rr für die Obergrenze und 1,41% Rr für die Untergrenze. Eine systematische Variation des Wärmeflusses von 90% bis 110% ergibt eine Spannweite von 1,19% Rr bis 1,48% Rr für die Obergrenze sowie eine Spannweite von 1,28% Rr bis 1,61% Rr für die Untergrenze des Perm. Analog ergibt die Variation der erodierten Mächtigkeit auf 110 % eine Zunahme der Maturität auf 1,33% Rr für die Obergrenze und auf 1,43% Rr für die Untergrenze des Perm. Die Kombination einer Zunahme von Wärmefluss und Erosion auf jeweils 110% der Ausgangswerte ergeben eine Zunahme der Maturität auf 1,48% Rr bzw. 1,61% Rr für Obergrenze bzw. Untergrenze des Perm. Da dies die gleichen Maturitätswerte wie bei einer Erhöhung des Wärmeflusses bei gleichbleibender Erosion sind, zeigt sich dass in diesem Beispiel eine Zunahme der Erosion nur untergeordneten Einfluss auf das Gesamtergebnis der Modellierung hat.

Nach Durchführung der Sensitivitätsanalyse und der Bestimmung der entscheidenden Modellparameter kann das Modell nun mittels real gemessener Werte kalibriert werden.

Die Modelle werden durch die Tmax-Werte aus den Pyrolysemessungen (s. **Kapitel 5** und **Bild 8-8**) kalibriert. Da die in dieser Arbeit verwendeten Modelle (s.a. **Kapitel 8.2**) als Ergebnis für das Ausmaß der Maturität Werte für die Vitrit-Reflexion Rr% liefern, müssen zu diesem Zweck die gemessenen Tmax-Werte zu Werten für diese modellierte Vitrit-Reflexion Rr% umgerechnet werden (s. **Bild 8-4**).

#### 8.4 Ergebnisse und Diskussion

Die Ergebnisse der Maturitätsmodellierung zeigen die Erdölreife für die unterschiedlichen Zielhorizonte (Muttergesteine). Der vermutliche Beginn der Migration wird in **Kapitel 9** diskutiert.

Als Zielhorizonte wurden entsprechend GUELLEC et al. (1990), BLANC et al. (1991) und OTTO (1994) folgende Gesteine näher untersucht:

- Tonschiefer des Karbon (Stephan)
- Tonschiefer des Perm (Autun)
- Mergel / Tonschiefer der Trias (Ladin)
- Tonschiefer des Jura (Toarc)

Tonschiefer des Kimmeridge und einige Tonschiefer aus der Zeit des Eozän - Oligozän besitzen zwar auch ein beträchtliches Erdölpotential, wurden bei der Modellierung aber nicht berücksichtigt, da sie in jedem Fall unreif sind (GORIN et al., 1989).

#### 8.4.1 Maturitätswerte

Wie erwartet hängt die Erdölreife in erster Linie von der gegenwärtigen Versenkungstiefe der untersuchten Schicht ab. Dies bedeutet mit anderen Worten, je größer die Versenkungstiefe des Gesteins, desto höher die Temperatur, der das Gestein ausgesetzt ist bzw. war. Und je höher die Temperatur, desto höher ist auch dessen Maturität (s.a. **Kapitel 2**). Man sieht deutlich, dass die Erdölreife vom Tafeljura über den „Jura Externe“, „Haute Chaîne“ und die Molasse bis zu den Subalpinen Ketten zunimmt.

Im folgenden werden die Ergebnisse der Modellierung in stratigraphischer Reihenfolge näher diskutiert. Die statistische Auswertung erfolgte mit dem Open Source Programm R (R-DEVELOPMENT-CORE-TEAM, 2005). Um die ermittelten Vitrinitwerte für die einzelnen Zielhorizonte auf Normalverteilung zu prüfen, wurde für jede Grundgesamtheit ein Histogramm, die entsprechende Dichtekurve und ein NQ-Plot<sup>57</sup> erstellt (**Bild 8-18** bis **Bild**

**8-20**). Es zeigt, sich dass für die drei ausgewerteten Fälle<sup>58</sup> auch die logarithmierten Vitrinitwerte linkssteil und z.T. bimodal oder sogar schwach multimodal sind. Die NQ-Plots lassen jedoch auf eine approximative Log-Normalverteilung schließen. Die Prüfung auf eine Normalverteilung der Messwerte ist die allgemeine Eingangsvoraussetzung für die Durchführung geostatistischer Methoden, wie sie in **Anhang O** beschrieben sind.

#### Karbon (Stephan)

Da nur 6 Bohrungen das Karbon erteufen, ist eine statistische Auswertung für das Karbon nicht zweckvoll. Der Minimalwert beträgt 0,44% Rr für die Bohrung Jura 110 im Bereich des Faisceaux, der Maximalwert dagegen 1,30% Rr für die Bohrung Faucigny 1 im Bereich der Molasse. Diese große Differenz ist v.a. durch den Teufenunterschied zu erklären, der hier ca. 2500 m beträgt. Der sehr geringe Maturitätswert von 0,44% Rr ist überdies mit einer relativ großen Unsicherheit behaftet. Diese ist durch die stark allochthone Lage des Faisceaux am Rande zum Bressegraben bedingt. Der nächst niedrigste Wert findet sich mit 0,75% Rr bei der Bohrung Mouterot 1 im Tafeljura.

Berechnete maximale Paläotemperaturen für das Stefan reichen von 116°C für die Bohrung Mouterot 1 (Tafeljura) bis zu 158°C für die Bohrung Faucigny 1 (Molasse).

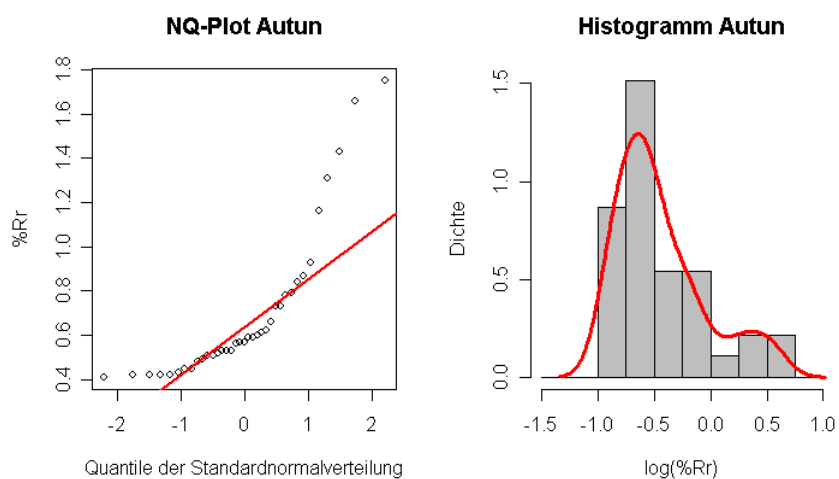
---

Standardnormalverteilung verglichen. Sind die empirisch bestimmten Werte annähernd normalverteilt, so liegen die Punkte des NQ-Plots nahe oder auf der Winkelhalbierenden. Ist die Verteilung linkssteil, sind die Punkte des NQ-Plots konkav, im rechtssteilen Fall konvex (FAHRMEIR et al., 2004).

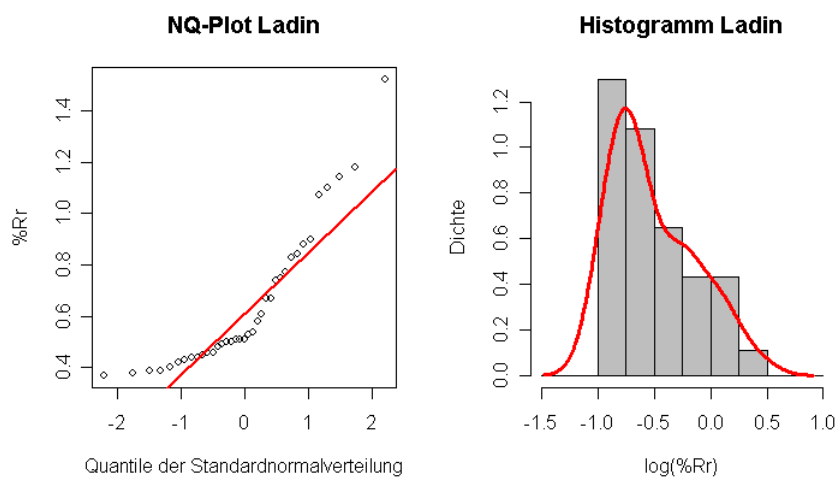
<sup>58</sup>, Eine statistische Auswertung für das Karbon konnte nicht durchgeführt werden, da nur 6 Bohrungen das Karbon erreichen.

---

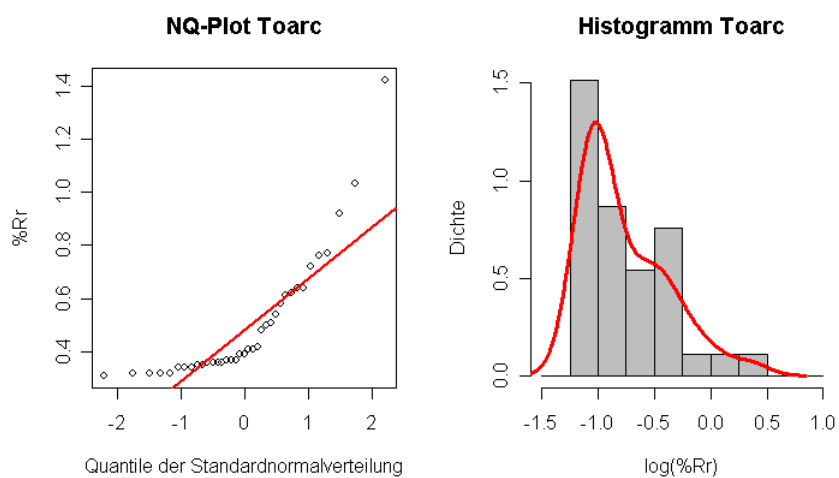
<sup>57</sup> Beim NQ-Plot werden die Quantile der zu untersuchenden Häufigkeitsverteilung mit den Quantilen der



**Bild 8-18:** NQ-Plot und Histogramm für die modellierten Vitrinitwerte (%Rr) des Top Autumn. Auch die logarithmierten Werte zeigen eine linkssteile, schwach bimodale Verteilung.



**Bild 8-19:** NQ-Plot und Histogramm für die modellierten Vitrinitwerte (%Rr) des Ladin. Die logarithmierten Werte zeigen eine linkssteile, quasi-unimodale Verteilung.



**Bild 8-20:** NQ-Plot und Histogramm für die modellierten Vitrinitwerte (%Rr) des Top Toarc. Die logarithmierten Werte zeigen, eine linkssteile, quasi-unimodale Verteilung.

**Perm (Autun)**

Vitrinitwerte für die Gesteine des Autun wurden für 37 Bohrungen modelliert. **Bild 8-18** zeigt Histogramm, Dichtekurve und NQ-Plot für diese Einheit. Die logarithmierten Werte zeigen eine linkssteile, deutlich bimodale Verteilung der berechneten Vitrinitwerte. Der Minimalwert beträgt 0,41% Rr für die Bohrung Gendrey 1 im Bereich des Tafeljura, der Maximalwert dagegen 1,31% Rr für die Bohrung Chatelblanc 1R im Bereich des Faltenjura. Der Median liegt bei 0,57% Rr.

Berechnete maximale Paläotemperaturen für das Autun reichen von 55°C für die Bohrung Gendrey 1 (Tafeljura) bis zu 157°C für die Bohrung Chatelblanc 1R (Faltenjura).

**Trias (Ladin)**

Vitrinitwerte für die Gesteine des Ladin wurden für 37 Bohrungen modelliert. **Bild 8-19** zeigt Histogramm, Dichtekurve und NQ-Plot für diese Einheit. Die logarithmierten Werte zeigen eine linkssteile, quasi-unimodale Verteilung der berechneten Vitrinitwerte.

Der Minimalwert beträgt 0,37% Rr für die Bohrung Mazerolles 1 im Bereich des Tafeljura, der Maximalwert dagegen 1,51% Rr für die Bohrung Brizon1 im Bereich der Chaînes Subalpines. Der Median liegt bei 0,51% Rr.

Berechnete maximale Paläotemperaturen für das Ladin reichen von 49°C für die Bohrung Mazerolles 1 (Tafeljura) bis zu 166°C für die Bohrung Brizon 1 (Chaînes Subalpines).

**Jura (Toarc)**

Vitrinitwerte für die Gesteine des Toarc wurden für 37 Bohrungen modelliert. **Bild 8-20** zeigt Histogramm, Dichtekurve und NQ-Plot für diese Einheit. Die logarithmierten Werte zeigen, eine linkssteile, quasi-unimodale Ver-

teilung der berechneten Vitrinitwerte. Der Minimalwert beträgt 0,31% Rr für die Bohrung Miserey1 im Bereich des Tafeljura, der Maximalwert dagegen 1,42% Rr für die Bohrung Brizon 1 im Bereich der Chaînes Subalpines. Der Median liegt bei 0,39% Rr.

Berechnete maximale Paläotemperaturen für das Toarc reichen von 40°C für die Bohrung Misery 1 (Tafeljura) bis zu 162°C für die Bohrung Brizon 1 (Chaînes Subalpines).

Erdölstadium	Vitrinitwerte (%Rr)
Unreife Erdöle	< 0,5% Rr
Frühreife Erdöle	0,5 – 0,7% Rr
Mittlereife Erdöle	0,7 – 1,0% Rr
Spät reife Erdöle	1,0 – 1,3% Rr
Gasentstehung	1,3 – 2,6% Rr
Überreife Erdöle	> 2,6% Rr

**Tabelle 8-9:** Stadien der Erdölentstehung nach PLATTE RIVER ASSOCIATES (1995).

Vergleicht man die Minimal-, Maximal- und Medianwerte der unterschiedlichen Horizonte, liegen alle Maximalwerte im oder sogar über dem Bereich des Erdöl- bzw. Erdgasfensters (s.a. **Tabelle 8-9**).

Alle Minimalwerte hingegen fallen, z.T. sogar deutlich, unterhalb des Erdölfensters. Diese große Spannweite lässt sich mit der unterschiedlichen Lage der Bohrungen, die vom mesozoischen Vorland (sehr geringe Versenkungstiefe) bis zur Molasse und den Subalpinen Ketten (sehr große Versenkungstiefe) reicht, erklären.

Unter Beschränkung auf die Medianwerte, die eine verlässliche Aussage über mindestens die Hälfte der Grundgesamtheit zulassen, liegt das Autun und das Ladin mit 0,57% Rr bzw. 0,51% Rr knapp innerhalb des Erdölfensters, das Toarc mit 0,39% Rr relativ deutlich darunter. Für das Stephan ist auf Grund der geringen Anzahl der Bohrungen keine verlässliche statistische Aussage möglich.

Parameter	Jura	Mesozoisches Vorland	Molasse	Chaînes Subalpines
Minimaler Geothermischer Gradient (°C/km)	45,36	55,87	29,31	34,33
Maximaler Geothermischer Gradient (°C/km)	113,70	71,52	36,11	34,33
Median Geothermischer Gradient (°C/km)	63,52	63,20	33,58	34,33
Minimaler Inkohlungsgradient (%Rr/km)	0,42	0,49	0,26	0,37
Maximaler Inkohlungsgradient (%Rr/km)	0,81	0,63	0,30	0,37
Median Inkohlungsgradient (%Rr/km)	0,54	0,53	0,27	0,37
Minimaler Wärmefluss (mW/m <sup>2</sup> )	97,00	98,00	60,00	59,00
Maximaler Wärmefluss (mW/m <sup>2</sup> )	120,00	103,00	60,00	59,00
Median Wärmefluss (mW/m <sup>2</sup> )	109,00	100,50	60,00	59,00

**Tabelle 8-10:** Berechnete Minimal-, Maximal- und Medianwerte für die geothermischen Gradienten und Inkohlungsgradienten der untersuchten großtektonischen Einheiten. Die Wärmeflusswerte sind zwar Eingangsparameter für die thermische Modellierung, aber da sie bei Sensitivitätsanalyse und Kalibrierung dem Modell angepasst wurden, sind sie zugleich auch Ergebnis des Modellierungsprozesses.

Die wenigen zur Verfügung stehenden Werte für das Stephan (6 Proben) deuten aber darauf hin, dass der Großteil des abgelagerten Stephan deutlich im Erdöl- bzw. sogar Erdgasproduzierenden Bereich liegt.

#### 8.4.2 Inkohlungsgradienten

Die Medianwerte der berechneten Inkohlungsgradienten reichen von 0,55% Rr/km für den Französischen Jura über 0,53 % Rr/km für das Mesozoische Vorland und 0,36% Rr/km für die Bohrung Brizon 1 (Chaînes Subalpines) bis zu 0,27% Rr/km für die Molasse. Damit sind die Werte für die Bohrungen aus der Molasse (Chy1, Fay1, Hu2, LTa1) deutlich höher als Werte, die an weiter östlich gelegenen Molasseproben der Westschweiz ermittelt wurden. Hier wurden Inkohlungsgradienten berechnet, die im Bereich von 0,17% Rr/km bis 0,21% Rr/km liegen (SCHEGG et al., 1997). Die Inkohlungsgradienten aus dem Bereich des Französischen Jura zeigen dagegen eine ähnliche Größenordnung wie sie vergleichbare Untersuchungen im östlichen Jura in der Schweiz ergeben haben. Hier geben TODOROV et al. (1993) e-

benfalls vergleichsweise hohe Inkohlungsgradienten von 0,3% Rr/km bis 0,96% Rr/km an.

#### 8.4.3 Geothermische Gradienten

Die Medianwerte der berechneten Geothermischen Gradienten reichen von 63,5°C/km für den Französischen Jura über 63,2°C/km für das Mesozoische Vorland und 34,3°C/km für die Bohrung Brizon 1 (Chaînes Subalpines) bis zu 33,6°C/km für die Molasse. Damit sind, wie auch bei den Inkohlungsgradienten, die Werte für die Bohrungen aus der Molasse (Chy1, Fay1, Hu2, LTa1) wiederum höher als Werte aus der Westschweiz. Hier wurden Geothermische Gradienten berechnet, die bei ca. 30°C/km liegen (SCHEGG et al., 1997).

#### 8.4.4 Wärmeflusswerte

Über die Kalibrierung des Modells lassen sich auch indirekt Aussagen zu Wärmefluss und Erosion machen, die als Eingangsparameter für die Modellierung verwendet wurden.

Die Paläowärmeflusswerte werden analog zu gemessenen Wärmeflusswerten bekannter, rezent, geotektonischer Positionen angenom-

men (s. **Tabelle 8-2**) und entsprechend der geologischen Entwicklung für die jeweiligen großtektonischen Einheiten festgesetzt. Der rezente Wärmefluss, der für die Modellierung verwendet wurde, stammt aus der Wärmeflusskarte von Frankreich (GABLE, 1979). Mit einem Median von  $109 \text{ mW/m}^2$  für die Bohrungen aus dem Französischen Jura ist der Wärmefluss relativ hoch, aber wiederum in Übereinstimmung mit TODOROV et al. (1993). Für die Bohrungen aus dem Bereich der Molasse ergeben die Werte aus der Wärmeflusskarte dagegen zu hohe Maturitätswerte. Aus diesem Grund wurden für die Modellierung Vergleichswerte aus der Molasse der Westschweiz verwendet. Hier liegen die Wärmeflusswerte nach SCHEGG et al. (1997) in einem Bereich von  $60$  bis  $70 \text{ mW/m}^2$  in der Plateaumolasse und  $50 \text{ mW/m}^2$  in der Subalpinen Molasse. Mit diesen niedrigeren Wärmeflusswerten sind die berechneten Wärmeflusswerte immer noch höher als die gemessenen. Erst bei einer Verringerung der Erosion auf  $500 \text{ m}$  (im Vergleich zu  $2000$  bis  $2600 \text{ m}$  bei SCHEGG et al., 1997) ergibt die Kalibrierung ein zufriedenstellendes Ergebnis.

Ein weiteres, wichtiges Ergebnis der Modellierung ist somit ein wesentlich größerer Wärmefluss (ca.  $100 \text{ mW/m}^2$ ) im Bereich des Französischen Jura und des Mesozoischen Vorlandes im Vergleich zur Molasse und zur Bohrung Brizon1 / Chaînes Subalpines (ca.  $60 \text{ mW/m}^2$ ). Aus diesem Grund kommt es in diesen Gebieten ebenfalls zu erhöhten Geothermischen Gradienten (Median  $\sim 65^\circ\text{C/km}$ ) und erhöhten Inkohlungsgradienten (Median  $\sim 0,55\% \text{ Rr/km}$ ).

Als Begründung für den wesentlich höheren Wärmefluss kann analog zur Nordostschweiz (TODOROV et al., 1993) der Einfluss tertiären Riftings angenommen werden. Zusätzlich zum Einfluss des Rheintalgrabens im

Nordosten des Französischen Jura kommt in stärkerem Maß der Einfluss des Bressegrabens zum Tragen, der unmittelbar im Westen an das Juragebirge angrenzt. Sowohl rezent als auch während des Tertiärs kann der erhöhte Wärmefluss aber nur z.T. durch eine reduzierte Krustenmächtigkeit<sup>59</sup> in diesen Gebieten erklärt werden. Als zusätzlicher Faktor kommt v.a. konvektiver Wärmetransport innerhalb hydrothermaler Systeme in Betracht, (CALTAGIRONE und COMBARNOUS, 1984; YALCIN et al., 1997; TODOROV et al., 1993). Diese sind häufig an tiefreichende Störungssysteme gebunden, wie sie im Bereich des Französischen Jura, aber auch im Bereich des Mesozoischen Vorlands vorliegen (s.a. **Kapitel 8.4**).

---

<sup>59</sup> Interpretationen des Tiefenseismikoprofils ECORS-CROP ergeben nach GUELLEC et al. (1990b) eine Krustenmächtigkeit von ca.  $30 - 35 \text{ km}$  unter dem Französischen Jura. Unter der Molasse steigt die Mächtigkeit der Kruste auf ca.  $40 - 45 \text{ km}$ .



## 8.5 Zusammenfassung

Die thermische Geschichte von Sedimentbecken kann als ein zeitabhängiges Energiebilanz-Problem angesehen werden. Die Energiebilanz wird hauptsächlich von zwei Faktoren bestimmt. Erstens von der Wärmemenge, die in das System eintritt, und von der Wärmemenge, die das System verlässt, und zweitens von der Fähigkeit des Systems, Wärme zu transportieren und Wärme zu speichern (YALCIN et al., 1997).

### 1. Das konzeptionelle Modell für die thermische Modellierung (Kapitel 8.1)

Das konzeptionelle Modell definiert Werte bzw. Wertebereiche für alle geologischen, geophysikalischen und geochemischen Faktoren, die für die thermische Entwicklung von Bedeutung sind. Das konzeptionelle Modell dient als Input für die eigentliche thermische Modellierung. Ziel von Kapitel 8.1 war es, alle Parameter zu beschreiben, die das konzeptionelle Modell für die thermische Geschichte des Französischen Jura bestimmen (s.a. Tabelle 7-1):

- Wärmefluss an der Oberfläche (rezent nach GABLE, 1979; Paläowerte aus Tabelle 8-2)
- Radioaktive Wärmeproduktion in der Oberkruste (in Anlehnung an PLATTE RIVER ASSOCIATES, 1995; Tabelle 8-3)
- Wärmefluss aus der Lithosphäre (in Anlehnung an PLATTE RIVER ASSOCIATES, 1995; Tabelle 8-3)
- Paläooberflächentemperaturen (Bild 8-3, Tabelle 8-4, Tabelle 8-5, Tabelle 8-6)
- Wärmeleitfähigkeit und Wärmekapazität (Anhang J)

Der geothermische Gradient, Bohrlochtemperaturen sowie Angaben zur Permeabilität konnten bei der Definition des konzeptionellen Modells infolge fehlender Daten nicht berücksichtigt werden.

### 2. Die Durchführung der thermischen Modellierung (Kapitel 8.2)

Gegenstand der thermischen Modellierung ist die Berechnung von Paläotemperatur und geothermischen Gradienten sowie von Maturität und Inkohlungsgradienten. Input für die thermische Modellierung ist das oben beschriebene konzeptionelle Modell. Als Modell wurde das VITRIMAT-Modell (Anhang G) nach BURNHAM und SWEENEY (1989) verwendet. Die Modellierung erfolgte für den eindimensionalen Fall an 34 Bohrungen im Französischen Jura, an 4 Bohrungen in der Molasse und an 1 Bohrung (Brizon 1) in den Subalpinen Ketten.

### 3. Sensitivitätsanalyse und Kalibrierung (Kapitel 8.3)

Die Durchführung der Sensitivitätsanalyse ist integraler Bestandteil jeder Modellierung und gleichzeitig Voraussetzung für die Durchführung der Kalibrierung. Mit ihrer Hilfe kann der Einfluss der unterschiedlichen Modellparameter auf die Ergebnisse der Modellierung abgeschätzt werden. Die Sensitivitätsanalyse zeigt, dass die entscheidenden Parameter für die thermische Modellierung von einzelnen Bohrungen der Wärmefluss an der Oberfläche und Erosionsereignisse sind. Diese Parameter können mit Hilfe einer sog. Sensitivitätsmatrix eingegrenzt werden. Diese Parameter sind somit entscheidend für die Kalibrierung der einzelnen

**Bohrungen.** Die Kalibrierung erfolgt indirekt durch die Tmax-Werte aus den Pyrolysemessungen. Da die Modelle als Ergebnisse Werte für die Vitrinit-Reflexion in Rr% ergeben, müssen zu diesem Zweck die gemessenen Tmax-Werte zu Werten für diese modellierten Vitrinit-Reflexion Rr% umgerechnet werden.

#### 4. Ergebnisse und Diskussion

- Die thermische Modellierung konzentrierte sich auf folgende vier Erdölmuttergesteine
  - Tonschiefer des Karbon (Stephan)
  - Tonschiefer des Perm (Autun)
  - Mergel / Tonschiefer der Trias (Ladin)
  - Tonschiefer des Jura (Toarc)
- Die Spanne der berechneten Maturitätswerte liegt zwischen 0,75% Rr und 1,30% für das Stefan, zwischen 0,41% Rr und 1,31% Rr für das Autun, zwischen 0,37% Rr und 1,51% Rr für das Ladin und zwischen 0,31% Rr und 1,42% Rr für das Toarc.
- Die Spanne der berechneten maximalen Paläotemperaturen liegt zwischen 116°C und 158°C für das Stefan, zwischen 55°C und 157°C für das Autun, zwischen 49°C und 166°C für das Ladin und zwischen 40°C und 162°C für das Toarc.
- Die Medianwerte der berechneten Inkohlungsgradienten reichen von 0,55% Rr/km für den Französischen Jura über 0,53 % Rr/km für das Mesozoische Vorland und 0,36% Rr/km für die Bohrung Brizon 1 (Chaînes Subalpines) bis zu 0,27% Rr/km für die Molasse.
- Die Medianwerte der berechneten Geothermischen Gradienten reichen von 63,5°C/km für den Französischen Jura über 63,2°C/km für das Mesozoische Vorland und 34,3°C/km für die Bohrung Brizon 1 (Chaînes Subalpines) bis zu 33,6°C/km für die Molasse.
- Der Wärmefluss im Bereich des Französischen Jura und des Mesozoischen Vorlandes beträgt zwischen 97 und 120 mW/m<sup>2</sup>. Der Wärmefluss im Bereich der Molasse und der Bohrung Brizon1 (Chaînes Subalpines) liegt zwischen 50 und 60mW/m<sup>2</sup>.
- Wärmefluss, Geothermische Gradienten und vor allem die Inkohlungsgradienten aus dem Bereich der Molasse sind im Vergleich zur Westschweiz leicht erhöht (Vergleichswerte aus SCHEGG et al., 1997).
- Wärmefluss, Geothermische Gradienten und Inkohlungsgradienten aus dem Bereich des Französischen Jura und des Mesozoischen Vorlands sind relativ hoch, stehen aber in Übereinstimmung mit vergleichbaren Untersuchungen aus der Nordost-Schweiz (TODOROV et al., 1993).
- Der erhöhte Wärmefluss im Französischen Jura kann nur z.T. durch eine reduzierte Krustenmächtigkeit erklärt werden (30 – 35 km nach GUELLEC et al., 1990b). Als zusätzliche Wärmequelle erscheint konvektiver Wärmetransport innerhalb hydrothermaler Systeme als wahrscheinlich.

## 9 Kohlenwasserstoff-Genese

Auf Basis der Erkenntnisse aus der Subsidenzanalyse und der thermischen Geschichte soll in diesem Kapitel die Genese von Kohlenwasserstofflagerstätten im Arbeitsgebiet erklären werden. Die Bildung eines Erdölreservoirs geschieht in folgenden, mehr oder weniger chronologisch aufeinander folgenden Stadien (HUNT, 1995):

- (1) Sedimentation des **Muttergesteins**
- (2) Sedimentation des **Speichergesteins**
- (3) Sedimentation des **Deckgesteins**
- (4) Bildung einer **tektonischen Falle**
- (5) **Migration** der inzwischen gebildeten Kohlenwasserstoffe aus dem Mutter- in das Speichergestein

Eine wichtige Konsequenz, die sich aus diesem zeitlichen Ablauf ergibt, ist z.B., dass bei der Bildung eines Reservoirs die Entstehung von tektonischen Fallenstrukturen der Migration vorausgehen muss. Im umgekehrten Fall können die Kohlenwasserstoffe aus dem Speichergestein entweichen, bevor sich die Falle gebildet hat.

### 9.1 Erdölmuttergesteine

Unter einem Muttergestein versteht man in der Erdölgeologie ein Gestein mit hohem organischen Gehalt (v.a. Schwarzschiefer, bituminöse Mergel und Kalke, ...), aus dem sich bei Temperaturerhöhung (im Erdölfenster: 60° bis 175°C) Erdöl bilden kann (HUNT, 1995; SELLEY und MORRILL, 1983c).

Im Arbeitsgebiet kommen dafür v.a. folgende drei stratigraphische Einheiten in Frage (s.a. **Kapitel 5**; GUELLEC et al., 1990b; OTTO, 1994):

- (1) **Stephan:** pelitische Sandsteine und Schwarzschiefer v.a. terrestrischen Ursprungs (Kerogentyp III)
- (2) **Autun:** bituminöse Tonschiefer v.a. limnischen Ursprungs (Kerogentyp III)
- (3) **Mittlere - obere Trias:** Mergel und Tonschiefer, v.a. flachmarin bis limnisch (Kerogentyp III)
- (4) **Toarc:** dunkle Posidonienschiefer marinen Ursprungs (Kerogentyp II)

Die geochemischen Untersuchungen in **Kapitel 5** und die Ergebnisse der thermischen Modellierung in **Kapitel 8** haben gezeigt, dass, im Gegensatz zum Stephan und Autun, die mittlere bis obere Trias und das Toarc im größten Teil des Französischen Jura noch nicht im erdölproduzierenden Bereich liegt (Vitrinit-Reflexion < 0,5% Rr). Als Erdölmuttergesteine sind demnach nur das Stephan und Autun im gesamten Arbeitsgebiet von Bedeutung. Die Modellierung der Maturitäten für das Stephan und Autun wurde durch folgende Umstände erschwert:

- Das Stephan ist in den wenigsten Bohrungen im Arbeitsgebiet erreicht. Eine Abschätzung der Tiefen der Karbonoberfläche gelingt nur mit der Isobathen- bzw. Isopachenkarte des Perm (PaläoGIS; DEBRAND et al., 1984).
- Die stark bituminösen, limnischen Sedimente des Autun sind in den Bohrprotokollen nur selten von den darauffolgenden, ebenfalls permischen Rotsedimenten unterschieden.
- Unterschiedliche Sedimentationsbedingungen und eine im Perm einsetzende Erosion führt im Arbeitsgebiet zu großen Schwankungen in der Mächtigkeit der Rotsedimente (RIGASSI, 1990).

Um eine Aussage über die flächenhafte Verteilung punktuell erhobener Information, z.B. der eindimensionalen Modellierung der Erdölreife (Maturität) des Autun, des Ladin (Grenze Muschelkalk/Keuper) und des Toarc im Arbeitsgebiet machen zu können, wurden Iso-%Rr-Karten für die Obergrenze des Perm, des Ladin und des Toarc mittels Verfahren aus der Geostatistik (Variogramm-Analyse, Trend-Analyse, Kriging) ermittelt (s.a. **Anhang O**). Eine grundlegende Einführung in die Thematik der Geostatistik findet sich z.B. bei ISAAKS und SRIVASTAVA (1989) und bei DAVIS (1986).

Während der Kerogen-Typ Rückschlüsse auf das Erdölmuttergestein ermöglichen (s.a. **Kapitel 5**) erlaubt die Dichte von Kohlenwasserstoffen Rückschlüsse auf deren Reife. Die Dichte von Erdöl wird üblicherweise in °API ausgedrückt. API steht für American Petroleum Institute und °API wird nach folgender Gleichung berechnet (HUNT, 1995; SELLEY und MORRILL, 1983b).

#### Formel für die Dichte von Erdölen in °API:

$$^{\circ}API = \frac{141,5}{\rho_{60^{\circ}F}} - 131,5 \quad \text{Gleichung 9-1}$$

mit  $\rho_{60^{\circ}F}$  = relative Dichte bei 60°F

°API sind umgekehrt proportional zur herkömmlichen Dichte, die in kg/m<sup>3</sup> gemessen wird. Die Maturitätskarten (**Bild 9-1** bis **Bild 7-30**) sind wie folgt klassifiziert (nach SELLEY und MORRILL, 1983b):

- Unreife Muttergesteine
- Schwere Erdöle (< 25°API)
- Mittelschwere Erdöle (25° - 40°API)
- Leichte Erdöle (> 40°API)
- Nasses Erdgas
- Trockenes Erdgas

Erdölreife	Vitrinit %Rr
Unreife Muttergesteine	< 0,5%R <sub>r</sub>
Schwere Erdöle (< 25°API)	0,5-0,7%R <sub>r</sub>
Mittelschwere Erdöle (25° - 40°API)	0,7-1,0%R <sub>r</sub>
Leichte Erdöle (> 40°API)	1,0-1,3%R <sub>r</sub>
Nasses Erdgas	1,3-2,0%R <sub>r</sub>
Trockenes Erdgas	> 2,0%R <sub>r</sub>

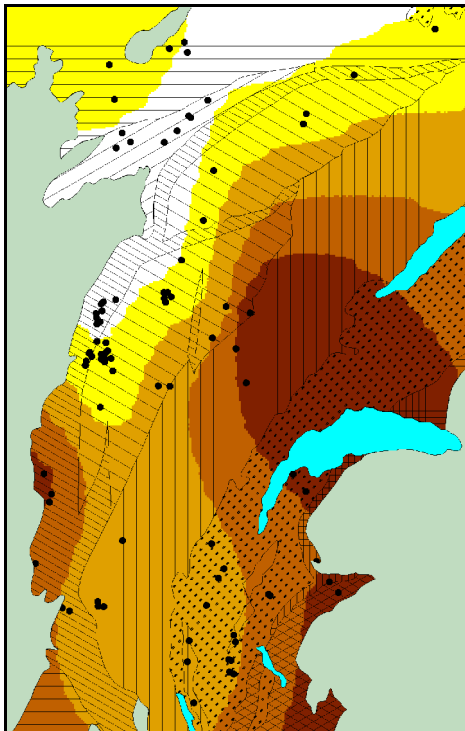
**Tabelle 9-1:** Die Tabelle zeigt den Zusammenhang zwischen der Zusammensetzung von Kohlenwasserstoffen (unreif, Erdöl, Erdgas) und dem Reflexionsvermögen von Vitrinit (aus SELLEY und MORRILL, 1983c und PLATTE RIVER ASSOCIATES, 1995).

Die Zusammenhang zwischen der Erdölreife von Kohlenwasserstoffen und dem Reflexionsvermögen von Vitrinit (**Tabelle 9-1**) erlaubt die Bestimmung der Erdölreife durch die Messung der Vitrinit-Reflexion bzw. durch deren Modellierung, z.B. nach BURNHAM UND SWEENEY (1989).

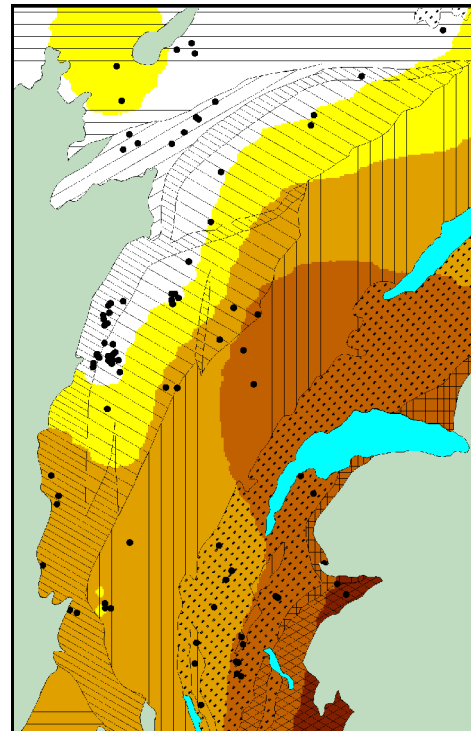
Die Maturitätskarten (**Bild 9-1** bis **Bild 9-3**) zeigen, dass die Vitrinit-Werte für alle Horizonte im wesentlichen der Struktur des Grundgebirges folgen, wie diese bei DEBRAND ET AL. (1984) dargestellt ist.

Die Folge dieses Zusammenhangs ist, dass je tiefer das Grundgebirge verläuft, desto höher ist die resultierende Maturität. Man sieht deutlich, dass die Erdölreife vom Tafeljura über den Jura Externe, Haute Chaîne und die Molasse bis zu den Subalpinen Ketten zunimmt. Die in diesen Karten aufgezeigten Tendenzen dürften sowohl für die Muttergesteine des Stephan und Autun als auch für die Muttergesteine des Ladin und Toarc gelten. Darüber hinaus liefern diese Karten eine Mindestabschätzung<sup>60</sup> für die Reife der jeweiligen Muttergesteine.

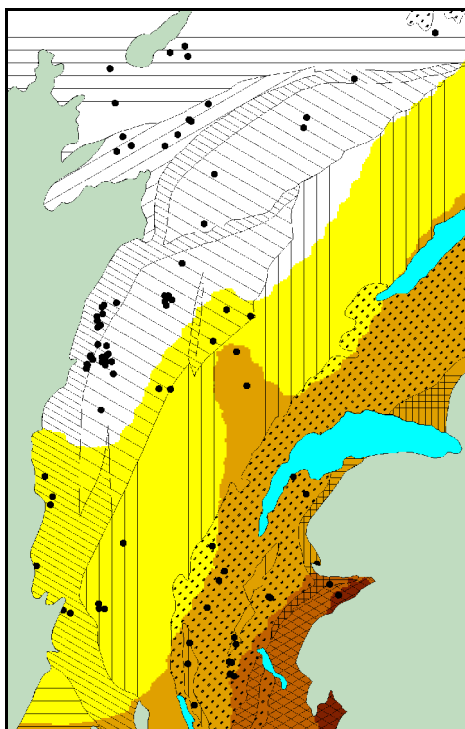
<sup>60</sup> Alle Maturitätskarten beziehen sich auf die Oberfläche (=Top) der jeweiligen Horizonte. Aus diesem Grund stellen auch die Karten eine Mindestabschätzung für die Maturität dar (Faustregel: je größer die Versenkungstiefe, desto höher die Maturität).



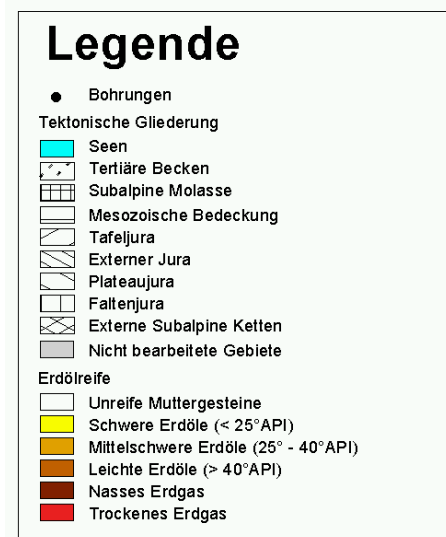
**Bild 9-1:** Maturitätskarte für das **Top des Autun**. Der Großteil der untersuchten Fläche liegt innerhalb des Erdöl- und Erdgasfensters.



**Bild 9-2:** Maturitätskarte für das **Top des Ladin**. Die Front des erdölproduzierenden Bereichs ist seit dem Autun nach SE gewandert.



**Bild 9-3:** Maturitätskarte für das **Top des Toarc**. Der Großteil des Französischen Jura ist außerhalb des Erdölfensters, nur der Faltenjura und Teile des südlichen Plateaujura sind am unteren Rand des Erdölfensters (schwere Erdöle,  $< 25^\circ\text{API}$ ).



**Bild 9-4:** Legende für die Maturitätskarten aus **Bild 9-1** bis **Bild 9-3**. Die tektonischen Einheiten (nach CHAUVÉ et al., 1980), sind zur Orientierung als Übersignatur dargestellt.

Bei vorsichtiger Schätzung liegt zumindest das Stephan, das in den Karten wegen der geringen Datendichte nicht dargestellt ist, im gesamten Arbeitsgebiet im oder über dem erdölproduzierenden Bereich. Diese Schätzung lässt sich aus der Interpretation der Maturitätskarten des Autun ableiten, das auf Grund seiner Lage über dem Stephan eine Mindestabschätzung für die Erdölreife desselben liefert. Das Autun ist bis auf den Tafeljura und Teile des Mesozoischen Vorlands, des Plateaujura und des Faisceaux ebenfalls im erdölproduzierenden Bereich, Teil des Faltenjura und große Teile der Molasse und der Chaînes Subalpines liegen im Erdölfenster. Für die Obergrenze des Ladin ist die Situation im Bereich des Jura ähnlich. Die Erdölfront ist allerdings nach SE gewandert und Faltenjura, Molasse und Chaînes Subalpines liegen nicht mehr im erdgasproduzierenden Bereich. Im Toarc ist der größte Teil des Französischen Jura außerhalb des Erdölfensters, nur der Faltenjura sowie der südliche Teil des Plateaujura und des Externen Jura (Faisceaux) sind am unteren Rand des Erdölfensters. Die Molasse befindet sich im Bereich mittelschwerer Erdöle (25° - 40°API), die Chaînes Subalpines im Bereich leichter Erdöle (> 40°API).

Vergleicht man die Ergebnisse der thermischen Modellierung (**Kapitel 8**) mit denen, die sich aus der organischen Geochemie (**Kapitel 5**) ergeben, zeigt sich bei Stephan, Autun und Toarc eine gute Übereinstimmung. Bei den triassischen Proben (Top Ladin) ergibt die Modellierung einen deutlich höheren Maturitätswert (s. **Bild 9-2**) als die geochemische Untersuchung (s. **Bild 5-12**).

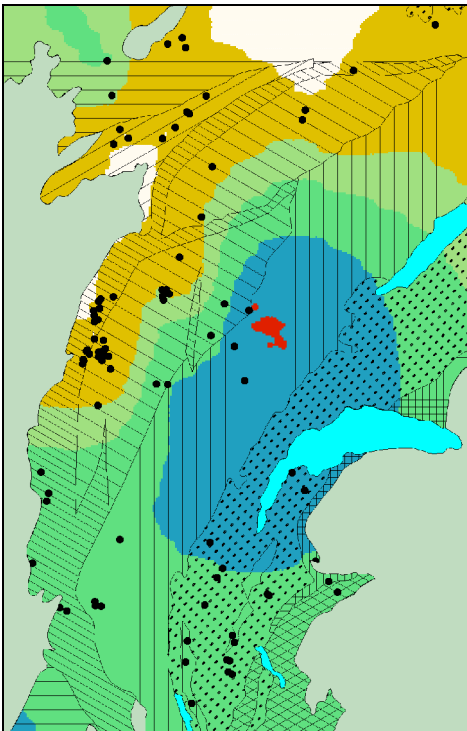
Eine mögliche Erklärung ist der außerordentlich niedrige  $C_{org}$ -Gehalt (TOC) für das Ladin (Keuper). Der Medianwert für den  $C_{org}$ -Gehalt beträgt lediglich 0,47%. Niedrige TOC-Werte erschweren generell die Bestim-

mung der Maturität ( $T_{max}$ , %Rr). Dies steht nicht in Zusammenhang mit dem Matrixeffekt, der ja zu überhöhten  $T_{max}$ -Werten und infolgedessen zu überhöhter Maturität führen kann (s.a. **Kapitel 5**).

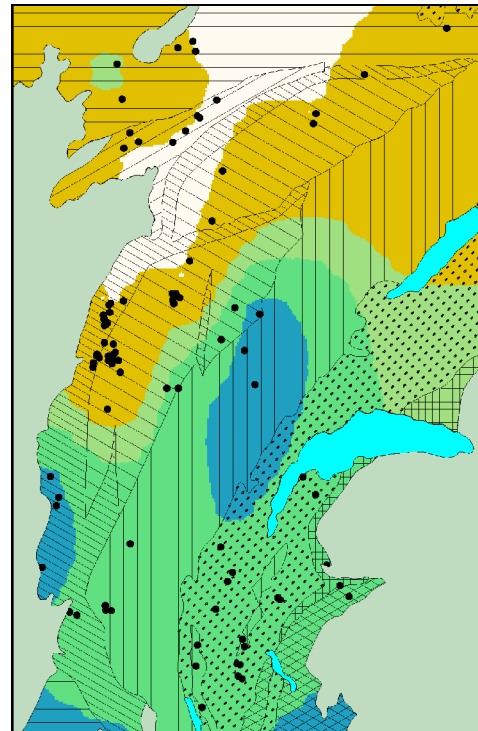
## 9.2 Migration

Unter der Bezeichnung *Migration* werden in der Erdölgeologie alle Prozesse zusammengefasst, die zur Bewegung des Erdöls oder Erdgases aus dem Muttergestein in das Speicher- gestein führen. Dabei wird zwischen einer Primärmigration und einer Sekundärmigration unterschieden. Unter *Primärmigration* versteht man die Migration von Kohlenwasserstoffen aus dem Muttergestein in höher permeable Gesteine, in der Regel Sandsteine oder Kalke. Bei der *Sekundärmigration* wandert das Öl oder Gas dann durch diese permeablen Gesteine, bis sie, im günstigsten Fall, durch eine Falle zurückgehalten werden und so ein Reservoir bilden (SELLEY und MORRILL, 1983a ; HUNT, 1995).

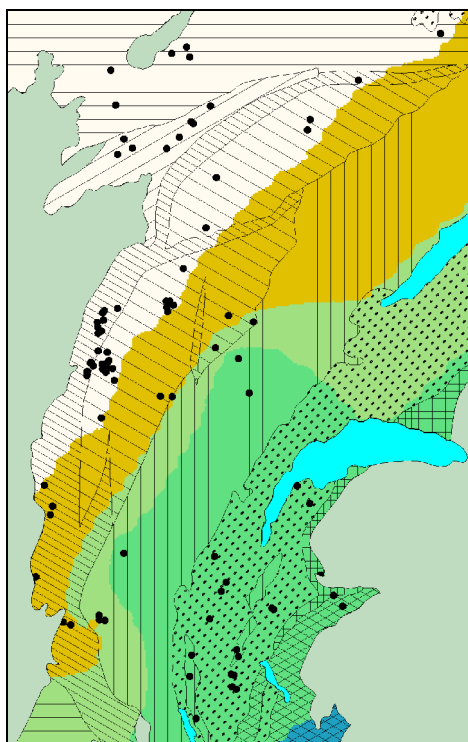
Der zeitliche Verlauf der Migration ist infolge der Komplexität der beteiligten Prozesse schwer zu rekonstruieren. Nach MANN et al. (1997) kann die Primärmigration erst nach der Entstehung von Erdöl einsetzen. Der verantwortliche Mechanismus ist die Diffusion von dem neu gebildeten Erdöl durch Makroporen. Diffusion von Kerogenen durch Mikro- und Mesoporen des Muttergesteins spielen bei der Migration dem gegenüber keine Rolle. Eine Mindestabschätzung für den Einsatz der Primärmigration ist somit der frühest mögliche Einsatz der Erdölentstehung. Eine Möglichkeit, diesen frühesten Einsatz der Erdölentstehung, und somit der Primärmigration zu ermitteln, ergibt sich z.B. mit Hilfe der Modellierung der Maturität nach BURNHAM und SWEENEY (1989).



**Bild 9-5:** Karte des Maturitätsbeginns für das **Top des Autun**. Nur eine geringe Fläche im Bereich des mesozoischen Vorlands und am Rand zum Bressegraben befindet sich noch nicht im erdölproduzierenden Bereich.



**Bild 9-6:** Karte des Maturitätsbeginns für das **Top des Ladin**. Der Großteil der Erdölmuttergesteinen des Ladin erricht das untere Ende des Erdölfensters während der Kreidezeit.



**Bild 9-7:** Karte des Maturitätsbeginns für das **Top des Toarc**. Der Verlauf der Maturitätsgrenzen entspricht weitgehend den strukturellen Grenzen des Gebirges.



**Bild 9-8:** Legende für die Karten des Maturitätsbeginns aus **Bild 9-5** bis **Bild 9-6** (tektonischen Einheiten nach CHAUVE et al., 1980).

Nimmt man also an, dass die Migration erst mit der Erdölentstehung einsetzt, kann man den Migrationsbeginn abschätzen, indem man berechnet, für welchen Zeitpunkt der untersuchte Gesteinshorizont einen Vitrinit-Wert von 0,5% $R_r$  erreicht. Ein Vitrinit-Wert von 0,5% $R_r$  entspricht dem unteren Rand des Erdölfensters (s. **Tabelle 9-1**). Die Modellierung und Berechnung der Vitrinit-Werte ist Ergebnis der thermischen Modellierung, wie sie in **Kapitel 8** besprochen wurde.

Die Berechnung des Beginns der Erdölreife, und somit des möglichen Migrationsbeginns, erfolgte, wie in **Kapitel 9.1**, für die Obergrenze des Autun, die Obergrenze des Ladin und die Obergrenze des Toarc. Die Ergebnisse dieser Berechnungen sind in den Karten in **Bild 9-5** bis **Bild 9-6** dargestellt.

Es zeigt sich, dass der Verlauf der Isochronen aus **Bild 9-5** bis **Bild 9-6** ungefähr dem Verlauf der Isopachenkarten<sup>61</sup> der Trias entspricht (s. DEBRAND et al., 1984). Diese Beobachtung kann dadurch erklärt werden, dass der Zeitpunkt, an dem ein bestimmter Horizont den Vitrinit-Wert von 0,5% $R_r$  erreicht in erster Linie von der vor diesem Zeitpunkt herrschenden Subsidenzgeschwindigkeit an diesem Ort und somit von der Struktur des damaligen Sedimentationsraums abhängt. Im Gegensatz dazu folgen die Iso-Vitrinit-Linien aus **Bild 9-1** bis **Bild 9-3** den Isobathenkarten (DEBRAND et al., 1984). Der Grund hierfür liegt darin, dass sich sowohl die Vitrinit-Werte als auch die Isobathen<sup>62</sup> additiv berechnen, und somit die Summe aller vorausgegangenen Ereignisse darstellen.

Die Karte für die Obergrenze des Autun (**Bild 9-5**) zeigt, dass der Migrationsbeginn für fast alle Muttergesteine aus dieser Zeit im gesam-

ten Arbeitsgebiet bereits stattgefunden hat. Als erstes erreichten zentrale Teile des Faltenjura, der Molasse und der Subalpinen Ketten während der Jurazeit den Bereich des Erdölfensters, als letztes der nördliche Teile des externen Jura und des Plateaujura. Der Tafeljura und das Mesozoische Vorland erreichten die Untergrenze des Erdölfensters erst während des Neogens (Tertiär und Quartär). Nur ein kleines Gebiet des Tafeljura an der Grenze zum Bressegraben und die nördlichsten Teile des Mesozoischen Vorlands haben auch heute die Erdölreife für das Autun noch nicht erreicht.

Die Karte für die Obergrenze des Ladin (**Bild 9-6**) weist die gleichen Tendenzen auf. Der Beginn der Migration ist nach SE gewandert. Der Bereich des Arbeitsgebiets im N und NW, der den erdölproduzierenden Bereich noch nicht erreicht hat, hat sich gegenüber dem Autun geringfügig vergrößert.

Die Karte für den Maturitätsbeginn, und somit für einen möglichen Migrationsbeginn, ergibt für die Muttergesteine des Toarc (**Bild 9-7**) als den frühest möglichen Migrationsbeginn die Unterkreide. Betroffen von dieser frühen Migration ist ein Großteil des Faltenjura, die Molasse und die Subalpinen Ketten. Große Teile der Muttergesteine des Toarc, die im Bereich des externen Jura, des Plateaujura, des gesamten Tafeljura und des Mesozoischen Vorlands liegen, haben bis zum heutigen Tag den Bereich des Erdölfensters nicht erreicht.

Für die Muttergesteine des Stephan, die tiefer liegen und infolgedessen mit großer Wahrscheinlichkeit auch reifer sind, dürfte der Migrationsbeginn generell etwas früher liegen. Für den Haute Chaîne und die Subalpinen Ketten erscheint hierbei ein Einsetzen der Migration bereits im unteren Jura als wahrscheinlich.

Als weitere Möglichkeit ist auch eine Migration von Kohlenwasserstoffen aus dem Bres-

<sup>61</sup> Isopachenkarten dienen zur Darstellung von Linien gleicher Mächtigkeit (griechisch:  $\pi\alpha\chi\upsilon\sigma$  = dick).

<sup>62</sup> Isobathenkarten dienen zur Darstellung von Linien gleicher Tiefe (griechisch:  $\beta\alpha\theta\omicron\sigma$  = tief).



segraben bzw. aus der Molasse in den Bereich des Französischen Jura hinein vorstellbar. Günstige Wegsamkeiten wären hierbei die Abschiebungen, die sich während der Absenkung des Bressegrabens und des Molassebeckens im späten Oligozän und im Eozän gebildet haben. Der Zeitpunkt, an dem diese Migration beginnen würde, wäre dementsprechend posteoazän.

### 9.3 Erdölspeichergesteine

Entsprechend seiner Definition ist ein Speichergestein ein zur Aufnahme und Migration von Kohlenwasserstoffen geeignetes Gestein. Diese beiden Eigenschaften hängen in erster Linie von der Porosität und Permeabilität eines Gesteins ab. Die Porosität gibt das Volumen der Freiräume relativ zum Volumen des Gesamtgesteins an und ist somit ein Maß für die Speicherkapazität eines Gesteins. Die Permeabilität bezeichnet die Eigenschaft eines Gesteins, die in den Porenräumen vorhandenen Flüssigkeiten oder Gase durchzulassen oder weiterzuleiten (SELLEY und MORRILL, 1983d).

Im Bereich des Französischen Jura gibt es v.a. drei Formationen, die als Speichergesteine interessant sind:

- **Sandsteine und Konglomerate des Buntsandsteins (Skyth):** alluviale Fazies (Schwemmfächer, Überschwemmungsgebiete), v.a. Quarzkörner mit SiO<sub>2</sub>- oder Tonzement, Porosität ~ 10 %, Permeabilität ~10-100 mD
- **Kalke und dolomitische Kalke des Muschelkalks (Anis - Ladin):** flachmariner Faziesbereich, geringe Porositäten (4-8 %), geringe Permeabilität (~3 mD)
- **Kalke des unteren Lias:** offen mariner Faziesbereich, lokal Kluftporosität

Infolge seiner günstigen stratigraphischen Lage zwischen den Muttergesteinen des Stephan und Autun und den Deckgesteinen (Ton, Anhydrit, Steinsalz) des mittleren Muschelkalk, stellt v.a. der Buntsandstein ein potentielles Speichergestein im Arbeitsgebiet dar. Aus diesem Grund wurde der Buntsandstein bezüglich seiner Eigenschaften als Speichergestein näher untersucht.

Um effektive Porosität und Permeabilität genau bestimmen zu können, müssten Gesteinsproben in einem für diesen Zweck eingerichteten Labor untersucht werden. Dies würde in der Realität bedeuten, dass bei geologischen Tiefbohrungen für alle potentiellen Speichergesteine Bohrkerne gezogen werden müssten. Da dies mit sehr hohen Kosten verbunden ist, hat man schon früh<sup>63</sup> versucht, diese und andere Gesteinsparameter indirekt über geophysikalische Bohrlochmessungen zu ermitteln. Bei dieser Methode (well-logging) werden Mess-Sonden in das Bohrloch hinabgelassen, die eine kontinuierliche Registrierung physikalischer Größen (elektrischer Widerstand, Eigenpotential, Radioaktivität,...) über die gesamte Bohrtiefe ermöglichen.

Die Bestimmung der Porositäten erfolgte mit Hilfe der sog. Porositäts-Logs (Neutron-Log, Sonic-Log, Density-Log). Der Nachteil bei dieser Bestimmung der Porosität mit Hilfe von Bohrlochmessungen ist, dass so nur die Gesamtporosität, nicht aber die effektive Porosität ermittelt werden kann. Im Gegensatz dazu ist die Bestimmung der Permeabilität nicht mit einem speziellen Log möglich. Dies hängt v.a. damit zusammen, dass die Permeabilität von mehr Parametern beeinflusst wird als die Porosität (z.B., Korngröße, Orientierung, Gefüge, ...).

<sup>63</sup> Die erste elektrische Bohrlochmessung wurde 1927 im Erdölfeld Pechelbronn im Elsaß durchgeführt (SCHLUMBERGER, 1991).

Bohrung	$\Phi_{\text{Neu}}$ in %	$\sigma(\Phi_{\text{Neu}})$	$V_{\text{Sh}}$ in %	$\sigma(V_{\text{Sh}})$
Bonboillon 1	9,7	2,5	11,1	7,2
Buez 1	29,9	8,3	25,4	22,8
Champvans 1	11,5	2,5	30,6	13,5
Chapery 1	5,9	1,8	----	----
Chatelblanc 1	10,9	3,2	16,8	9,2
Essavilly 101	10,4	2,9	20,6	15,6
Eternoz 1	7,2	2,1	24,4	15,3
Faucigny 1	5,5	3,2	21,0	19,9
Frasne le Chateau 1	12,0	3,6	21,3	9,7
Gendrey 1	10,8	3,1	21,3	17,9
Gendrey 2	8,3	3,7	12,8	10,2
Laveron 1	14,6	2,7	22,9	15,5
Montbarrey 1	7,8	3,2	4,2	5,9
Montbouton 1	23,8	6,1	31,3	13,6
Moutherot 1	6,5	3,3	18,2	11,7
Oiselay 1	14,7	4,3	36,5	20,1
Orsans 1	12,1	2,8	23,3	17,6
Presilly 111	6,4	1,7	29,3	9,9
Publy 101	8,0	2,6	15,7	6,3
Valempoulieres 2	19,3	5,7	24,8	14,3
Velesmes 1	17,8	3,3	22,8	13,1
Vevy 101	6,2	---	9,1	----

**Tabelle 9-2:** Durchschnittliche Neutron-Porosität  $\Phi_{\text{Neu}}$  und durchschnittlicher Tongehalt  $V_{\text{Sh}}$  des Buntsandsteins im Arbeitsgebiet sowie die dazugehörige Standardabweichung  $\sigma(\Phi_{\text{Neu}})$  und  $\sigma(V_{\text{Sh}})$ .

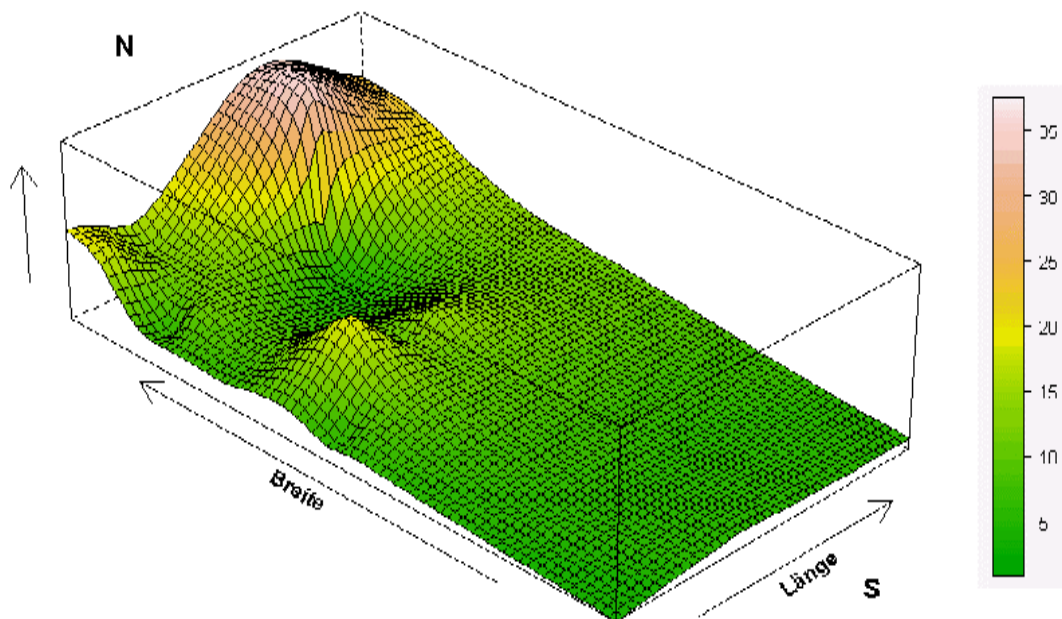
Als grobe Daumenregel gelingt eine Abschätzung der Permeabilität aber über den Tongehalt. Im Vergleich zu Sandsteinen besitzen Tone infolge ihrer geringen Korngröße ( $<2\mu\text{m}$ ) zwar eine höhere Porosität, dafür aber auch eine äußerst kleine Permeabilität. Je höher also der Tongehalt eines Sandsteins ist, desto geringer ist seine Permeabilität<sup>64</sup>. Der Tongehalt kann mit Hilfe des Gamma-Ray-Logs bestimmt werden.

Nimmt man als Faustregel zur Abschätzung der Wirtschaftlichkeit eines Speichergesteins

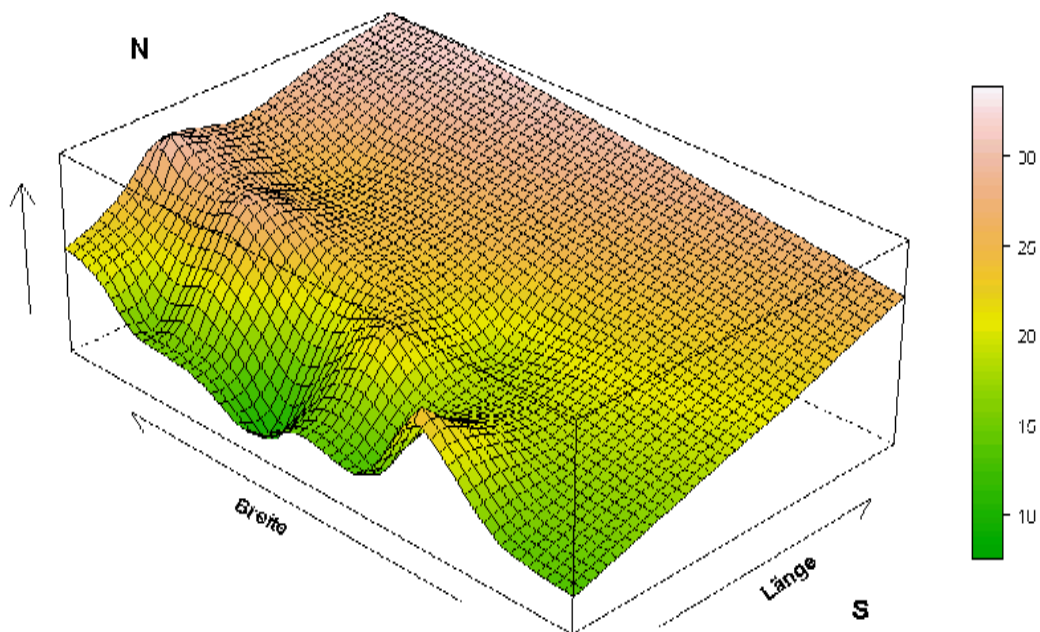
einen minimalen Wert von 5% für die Porosität und einen maximalen Wert von 25% für den Tongehalt (Denis Lajat, pers. Mitt.), zeigt sich, dass der Buntsandstein bei fast allen Bohrungen im wirtschaftlichen Bereich liegt (s. **Tabelle 9-2**).

Die Blockbilder in **Bild 9-9** und **Bild 9-10** zeigen den Verlauf von durchschnittlicher Porosität und durchschnittlichem Tongehalt des Buntsandsteins über das Arbeitsgebiet. Während der Verlauf des Tongehalts eine Abnahme des Tongehalts nach Westen erkennen lässt, sieht man bei dem Blockbild in **Bild 9-9** eindeutig eine Zunahme der Porosität von Süden nach Norden.

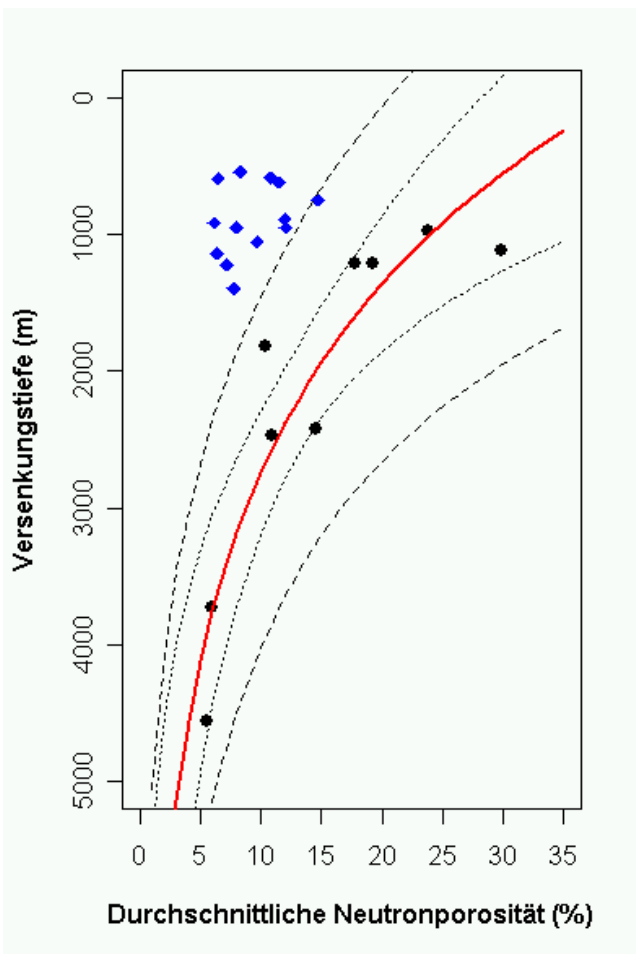
<sup>64</sup> Dies gilt natürlich nur unter der Voraussetzung, dass der Sandstein nicht stark geklüftet ist. Unter dieser Bedingung spielt der Tongehalt für die Permeabilität nur eine untergeordnete Rolle.



**Bild 9-9:** Das Blockbild zeigt den Verlauf der Porositäten im Französischen Jura. Die Porosität nimmt von Süden nach Norden mit abnehmender Versenkungstiefe zu. Erstaunlich sind die geringen Porositäten im NW des Arbeitsgebiets, an der Grenze zum Bressegraben, wo der Buntsandstein eine geringere Bedeckung aufweist als im ganzen übrigen Arbeitsgebiet (Maßstab: ca. 1:2.500.000).



**Bild 9-10** Das Blockbild zeigt den Verlauf des Tongehalts im Französischen Jura. Bis auf den westlichen Rand des Arbeitsgebietes (Grenze zum Bressegraben) ist keine aussagekräftige Variation im Tongehalt zu erkennen. (Maßstab: ca. 1:2.500.000).



**Bild 9-11:** Das Porosität-Tiefen-Diagramm zeigt als generellen Trend eine Abnahme der Porosität mit zunehmender Tiefe. Eine Ausnahme hierbei bilden die als blaue Rauten dargestellten Symbole. Alle diese Punkte weisen eine sehr niedrige Porosität bei geringer Versenkungstiefe auf und liegen im Tafeljura oder im Plateaujura an der Grenze zum Bressegraben (weitere Erklärung im Text). Die rote Linie ist die Regressionslinie (logarithmische Regression), das schwarz gepunktete, engere Band ist das Konfidenzintervall, das schwarz gestrichelte breitere Band stellt das sog. Vorhersageintervall dar (Statistik nach DALGAARD, 2002).

Für die Abnahme der Porosität nach Süden findet sich ein logischer Zusammenhang. In der gleichen Richtung erhöht sich auch die Versenkungstiefe des Buntsandsteins (s. Isobathenkarte der Obergrenze des Perm bei DEBRAND et al. (1984). Ein möglicher Zusammenhang ergibt sich somit durch Verringerung des Porenraums mit zunehmender Kompaktion bei fortschreitender Versenkung. Im Gegensatz zu einer Abhängigkeit der Porosität von der Diagenese, und somit von der Versenkungstiefe, kann der Tongehalt, wie schon oben erwähnt, nur sedimentär bestimmt sein. Es lässt sich allerdings auf Grund der durchgeführten Untersuchungen kein solcher, sedimentär bedingter Trend im Arbeitsgebiet erkennen. Für die Abnahme des Tongehalts von Ost nach West findet sich somit kein schlüssiger, paläogeographischer Grund, der

eine solche sedimentäre Tendenz erklären würde.

In **Bild 9-11** ist die Porosität gegen die Versenkungstiefe des Buntsandsteins dargestellt. Wie sich schon bei der Betrachtung der Blockbilder vermuten lässt, kann eine Korrelation zwischen Porosität und Versenkungstiefe festgestellt werden. Bemerkenswert ist, dass diese Korrelation für einen Teil der Proben nicht gilt (blaue Rauten in **Bild 9-11**).

Alle diese Proben haben für ihre Versenkungstiefe eine sehr niedrige Porosität. Vergleicht man die hier dargestellten Porositätswerte mit den Kurven in **Bild 6.1** zeigt sich, dass alle Porositäts-Tiefen-Kurven für Sandsteine bei 1500 m Versenkungstiefe eine Porosität von mehr als 20% aufweisen. Alle als blaue Rauten dargestellten Bohrungen in **Bild 9-11** zeigen dagegen Porositätswerte unter

15%. Für diese Werte ergibt sich kein statistischer Zusammenhang mit der Versenkungstiefe.

Die Untersuchung der Regression für die übrigen Werte (schwarze Kreise) ergibt als Ergebnis einen logarithmischen Zusammenhang mit einem Bestimmtheitsmaß  $R^2$  (oder erklärte Varianz) von 0,86. Nimmt man einen linearen Zusammenhang an, ergibt sich nach Pearson, dass die Porosität mit der Versenkungstiefe eine negative Korrelation mit einem Korrelationsfaktor von -0,84 aufweist. Schließt man dagegen bei der Regressionsanalyse nur Bohrungen aus, die bei einer maximalen Versenkungstiefe von 1500 m Porositätswerte von weniger als 10% aufweisen ergibt sich nach Pearson immer noch ein Korrelationsfaktor von -0,52 (Berechnung nach R-DEVELOPMENT-CORE-TEAM, 2005).

Dieses Ergebnis steht in sehr guter Übereinstimmung mit den Porositäts-Tiefen-Kurven aus **Kapitel 7.1.5**, insbesondere auch mit den Gleichungen nach FALVEY und MIDDLETON (1981) oder nach SCLATER und CHRISTIE (1980), die im Rahmen dieser Arbeit für die Modellierung verwendet wurden.

Eine mögliche Erklärung für das Phänomen der niedrigen Porositätswerte könnte in dem Umstand liegen, dass in diesem Fall der Porenraum nicht nur durch die Kompaktion verringert wurde. Weitere Prozesse, die zu einer Verringerung des Porenraums führen, sind zum Beispiel verstärkte Zementierung durch an  $\text{CaCO}_3$  übersättigte Porenwässer oder eine schlechtere Sortierung der Körner bei der Sedimentation<sup>65</sup>. Die Lage aller dieser Proben

mit geringer Porosität am Rand zum Bressegraben lässt die Vermutung zu, dass ein Zusammenhang mit dieser tektonischen Grenze besteht. Eine Verringerung der Porosität durch verstärkte Zementbildung, die in Verbindung mit der Ausbildung einer verstärkten hydraulischen Konvektion steht, wäre eine solche plausible Erklärung. Die Existenz zahlreicher Wegsamkeiten an dieser tektonischen Grenze erlaubt die verstärkte Zufuhr an  $\text{CaCO}_3$  übersättigten Grundwässern. Für das  $\text{CaCO}_3$  gibt es eine Reihe von potentiellen Ursprungsgesteinen aus Trias, Jura und Kreide im Bereich des Bressegrabens (s.a. DEBRAND et al., 1984). Neben dem  $\text{CaCO}_3$  sorgen diese hydraulischen Systeme auch für eine Zufuhr an Wärme, die wiederum den erhöhten Wärmefluss in großen Teilen des Französischen Jura erklären kann (s.a. **Kapitel 8.4**). Eine endgültige Klärung dieser Frage ist ohne die Durchführung weiterer Untersuchung, z.B. Gefügeuntersuchungen von Gesteinsproben, letztendlich nicht möglich.

Zusammenfassend kann der Buntsandstein durchaus als ein wirtschaftlich nutzbares Speichergestein angesehen werden. Von Süden nach Norden lässt sich eine Verbesserung der Qualität dieses potentiellen Speichergesteins infolge der zunehmenden Porosität verfolgen. Bis auf ein Gebiet im NW an der Grenze zum Bressegraben scheint eine Abnahme der Porosität mit steigender Versenkungstiefe als gesichert. Für die Verteilung der Tongehalte ergeben sich im Arbeitsgebiet keine erkennbaren Tendenzen.

<sup>65</sup> „Da die Anlage der Porenräume faziesabhängig ist, wird sie durch das Ablagerungsmilieu und die Art des Sedimentmaterials wesentlich beeinflusst. Größe, Form, Sortierung und Packung der Sedimentkörner bestimmen hauptsächlich Anteil, Dimensionierung und Struktur des nach der Ablagerung vorliegenden Porenraumes. Bei der späteren Versenkung wird der Porenraum durch diagenetische Prozesse modifiziert. Kom-

paktion, Zementation, Drucklösung sowie Reaktionen infolge von Fluid/Gestein-Wechselwirkungen führen zu einer p/T-abhängigen Reduktion des primären Porenvolumens.“ (aus ERBAS et al., 1999)

## 9.4 Deckgesteine

Als weitere Bedingung für die Bildung eines Kohlenwasserstoffreservoirs muss im Hangenden des permeablen Speichergesteins ein impermeables Deckgestein (seal rock) vorhanden sein. Dieses bewirkt, dass die Kohlenwasserstoffe nicht nach oben aus dem permeablen Speichergestein migrieren und sich so verflüchtigen können. Zur Anreicherung von Erdöl oder Erdgas kommt es v.a. dann, wenn zusätzlich zu dem Deckgestein noch eine Struktur existiert, in die Öl oder Gas hinein-, aber nicht mehr herausmigrieren können. Solche Strukturen werden in der Erdölgeologie als Erdölfallen bezeichnet (SELLEY und MORRILL, 1983a).

Für den Bereich des Französischen Jura lassen sich folgende Deckgesteine unterscheiden:

- **Evaporite und Mergel der Muschelkalk-Gruppe (Anis, Ladin)** für die Speichergesteine des Buntsandstein
- **Evaporite, Mergel, Tonschiefer und Dolomite der Keuper-Gruppe (Nor)** für die Speichergesteine des Muschelkalks und der Lettenkohlen-Formation
- **Mergel, Tonschiefer und Kalke des unteren Lias**
- **Dichte Plattformkalke (Urgon) des Barreme** (z.T. mit Asphalt-Funden)

Als Deckgestein für den Buntsandstein sind im Französischen Jura die Ton-Dolomit-Folgen, die Ton-Sandstein-Folgen und die Evaporite der Muschelkalkgruppe entscheidend. Welche dieser Einheiten das Deckgestein bildet, kann mit Hilfe der relativ wenigen und unregelmäßig verteilten Bohrungen nicht flächenmäßig beantwortet werden. Betrachtet man die Lithofaziesprofile in **Kapitel 5** (s.a. **Bild 6-3**, **Bild 6-5**, **Bild 6-7** und

**Bild 6-9**), so lässt sich an der Basis des Muschelkalks ein Wechsel von einer eher dolomitisch-kalkig-tonigen Fazies im Norden zu einer sandig-tonigen im Süden erkennen. Die Evaporite, die in der Regel erst im mittleren Teil des Muschelkalks auftreten, können teilweise auch direkt über dem Buntsandstein die oben genannten Folgen ersetzen. In diesem Fall und bei genügender Mächtigkeit der Tone in den Ton-Dolomit- bzw. in den Ton-Sandstein-Folgen ist eine Abdichtung des Buntsandsteins nach oben mit großer Wahrscheinlichkeit anzunehmen. Wird andererseits die Basis des Muschelkalks durch karbonatische Serien gebildet (s.a. Lithofaziesprofil C-D in **Bild 6-5**), ist eine Sekundärmigration der Kohlenwasserstoffe in diese Karbonate wahrscheinlich. Diese weisen normalerweise eine hohe Lösungsporosität (sekundäre Porosität) auf und sind somit ebenfalls geeignete Speichergesteine.

## 9.5 Erdölfallen

Erdölfallen sind kleinräumige Strukturen, die entweder synsedimentär (stratigraphische Fallen) oder tektonisch (tektonische Fallen) entstehen. Stratigraphische Fallen entstehen dann, wenn eine laterale und vertikale Verzahnung von permeablen und impermeablen Gesteinen gegeben ist (SELLEY und MORRILL, 1983e). Da der Buntsandstein im Arbeitsgebiet überwiegend sandig ausgebildet ist und Tonlagen nur sehr untergeordnet vorkommen (DEBRAND et al., 1984), sind stratigraphische Fallen für diesen Horizont auszuschließen. Tektonische Fallen sind regional begrenzte Strukturen. Eine nähere Untersuchung erfordert in jedem Fall eine genaue seismische Exploration. Im folgenden soll die tektonische und erdölgeologische Entwicklung möglicher Fallen für das Arbeitsgebiet beschrieben werden.

Die geologische Entwicklung im Bereich des Französischen Jura, wie sie in **Kapitel 3** detailliert beschrieben ist, führte in chronologischer Reihenfolge zur Entstehung der folgenden tektonischen Strukturen:

- **Ausbildung eines Systems NE-SW-streichender, dextraler Transformstörungen im Oberkarbon und Perm: tektonische Grabenstrukturen, pull apart basins**
- **Passiver Kontinentalrand der Tethys (Subsidenz des Burgunder Trogs in der Trias und v.a. im unteren Jura): synsedimentäre Abschiebungen**
- **Einfluss eines divergenten, tektonischen Regimes infolge der Absenkung des Rheingrabens, des Bressegrabens sowie des Molassebeckens während des Oligozän: Bildung zahlreicher Horst- und Grabenstrukturen**
- **Entstehung des Juragebirges an der Miozän-Pliozän-Grenze: Überschiebungen und Faltenbau**

In der Karte für den Maturitätsbeginn an der Obergrenze des Perm (s. **Bild 9-5**) sieht man, dass nur im Tafeljura und am Rand zum Bressegraben die Migration erst im Tertiär einsetzt. Im gesamten übrigen Gebiet setzt die Migration der Kohlenwasserstoffe mit großer Wahrscheinlichkeit bereits vor der Kreide-Tertiär-Grenze ein. Da die Bildung einer Erdölfalle dem Beginn der Migration, die die Kohlenwasserstoffe in das Speichergestein führt, vorausgehen muss, kommen sowohl die oligozänen Abschiebungen als auch die miozän-pliozänen Überschiebungen bzw. Falten<sup>66</sup>

als primäre Erdölfallen für die Speichergesteine des Buntsandstein nicht in Frage. Als Fallen für dieses Erdölsystem (Muttergesteine des Stephan/Autun - Speichergesteine der Buntsandsteingruppe - Deckgesteine der Muschelkalkgruppe) kommen somit die oberkarbonisch-permischen Horst- und Grabenstrukturen sowie die synsedimentären Abschiebungen der Trias und des Lias in Betracht.

Daneben besteht allerdings die Möglichkeit, dass die Kohlenwasserstoffe Wegsamkeiten nützen, die erst durch die spättertiäre Inversion geschaffen werden. In diesem Fall kommt es zur Zerstörung alter Systeme. Das Erdöl kann entweder ungehindert nach oben entkommen oder wird, insbesondere am Rand zum Bressegraben, durch die frontalen Decken des Jura aufgehalten. Fallenstrukturen sind hier Überschiebungen und Antiklinalen.

Ein zweites Erdölsystem, das im Rahmen dieser Arbeit nur am Rande behandelt wurde, besteht aus Muttergesteinen des Toarc, aus Speichergesteinen des Hettang und Sinemur und Tonschiefern des mittleren Jura. Die Muttergesteine des Toarc sind fast im gesamten Französischen Jura unreif bzw. am unteren Rand des Erdölfensters (**Bild 9-3**). Der frühest mögliche Migrationsbeginn für Kohlenwasserstoffe aus diesem System ist für einen kleinen Teil des Faltenjura die Oberkreide, für den größten Teil des Französischen Jura Unterkreide und Tertiär (**Bild 9-7**). Die Speichergesteine des Hettang und Sinemur liegen stratigraphisch unter dem Toarc, d.h. die Migration aus dem Muttergestein kann nur entlang tektonischer Kontakte erfolgen (synsedimentäre Abschiebungen des unteren Jura, spättertiäre Überschiebungen).

<sup>66</sup> Da der Keuper im Französischen Jura den Hauptabscherhorizont bildet, ist eine Ausbildung von Überschiebungen und Falten unter dem Keuper, also im Buntsandstein und im Muschelkalk, nicht anzunehmen.

Dies bedeutet, dass diese Strukturen für den Horizont des Buntsandsteins als Erdölfallen prinzipiell nicht relevant sind.

## 9.6 Zusammenfassung

Das wichtigste Erdölssystem im Gebiet des Französischen Jura besteht aus Muttergesteinen des Stephan und Autun, Speichergesteinen der unteren Trias (Sandsteine der Buntsandstein-Gruppe) und Deckgesteinen der oberen Trias (Evaporite der Keuper-Gruppe).

Die für die Erdölgeologie bedeutende Entwicklung beginnt somit mit der Sedimentation von pelitischen Sandsteinen und Schwarzschiefern (terrestrisch) im Stephan und von bituminösen Tonschiefern (limnisch) im Autun. Diese erreichen fast im gesamten Gebiet heute Werte für die Vitrinit-Reflexion, die sich im oder über dem erdölproduzierenden Bereich befinden, und sind somit potentielle Erdölmuttergesteine.

Der in der unteren Trias abgelagerte Buntsandstein besitzt Porositäts- und Tongehaltswerte, die zum größten Teil im wirtschaftlichen Bereich liegen. Während der Verlauf der Tongehalte keine Tendenzen erkennen lässt (auffällig sind nur die niederen Tongehaltswerte am Rand zum Bressegraben), ist eine Zunahme der Porosität mit abnehmender Versenkungstiefe festzustellen.

In der mittleren Trias kommt es zur Ablagerung des Muschelkalks. Dieser ist im Französischen Jura an der Basis v.a. sandig-tonig bis dolomitisch-tonig ausgebildet, während der mittlere Muschelkalk v.a. aus Anhydrit-Ton-Wechselfolgen besteht. Diese Lithologien sind imstande, den Buntsandstein nach oben abzudichten.

Während die Karte für den Maturitätsbeginn des Perm (s. Bild 9-5) im Haute Chaîne und in den Subalpinen Ketten einen möglichen Migrationsbeginn für die permischen Muttergesteine schon während des Jura und der unteren Kreide anzeigt, hat eine Migration im Tafeljura und am Rand zum Bressegraben heute noch nicht eingesetzt. Für die Muttergesteine des Stephan ist ein früherer Migrationsbeginn anzunehmen, d.h. im Tafeljura bei vorsichtiger Schätzung im Jungtertiär, im Haute Chaîne während des oberen Jura. Da die Bildung von Erdölfällen der Migration vorausgehen muss, kommen nur im Tafeljura und am Rand zum Bressegraben tertiäre Fallenstrukturen in Frage. Im gesamten übrigen Gebiet bleiben als mögliche Fallen nur der oberkarbonisch-permische Blockschollenbau und mögliche syndimentäre Abschiebungen der Trias und des Lias übrig.

Ein zweites Erdölssystem, das im Rahmen dieser Arbeit nur am Rande behandelt wurde, besteht aus Muttergesteinen des Toarc, aus Speichergesteinen des Hettang und Sinemur und Tonschiefern des mittleren Jura. Die Muttergesteine des Toarc sind allerdings fast im gesamten Französischen Jura unreif bzw. am unteren Rand des Erdölfensters (s.a. Bild 9-3 und Bild 9-7).



## 10 Zusammenfassung der Ergebnisse und Bewertung

Der Gegenstand dieser Arbeit war eine Beckenanalyse des Französischen Jura sowie untergeordnet der angrenzenden Molasse und der angrenzenden Subalpinen Ketten. Die Beckenanalyse umfasst Subsidenzanalyse, Modellierung der thermischen Geschichte und Untersuchung der Kohlenwasserstoff-Genese in Hinsicht auf die Chancen einer weiteren Exploration von Kohlenwasserstoffen. Darüber hinaus wurden 318 Proben geochemisch untersucht, um den Anteil an organischem Kohlenstoff (TOC, C<sub>org</sub>), die Maturität und den Kerogen-Typ der Erdölmuttergesteine zu bestimmen.

### Organische Geochemie

Die geochemischen Untersuchungen beinhalten die Bestimmung des organischen Kohlenstoffs TOC (C<sub>org</sub>), die Durchführung der Rock-Eval-Pyrolyse (T<sub>max</sub>, S<sub>1</sub>, S<sub>2</sub>, HI, PI) und in ausgewählten Fällen die Bestimmung der Vitrinit-Reflexion.

Mit einem Medianwert von 0,44% liegen die gemessenen Werte für den organischen Kohlenstoff weit unter denen, die für aussichtsreiche Erdölmuttergesteine zu erwarten wären.

Die T<sub>max</sub>-Werte dieser Proben reichen von 310°C bis zu 499°C bei einem Medianwert von 419°C. Eine differenzierte Betrachtung nach den stratigraphischen Zielhorizonten liefert erwartungsgemäß die höchsten Werte für das Permo-Karbon mit einem Medianwert von 436°C. Im HI-T<sub>max</sub>-Diagramm nach ESPITALIE et al., 1985a liegt der Großteil der permo-karbonen Proben im Bereich des Erdölfensters. Im Gegensatz zum Permo-Karbon weisen die Proben aus der Trias (Keuper, Rhät) und dem Jura (Pliensbach, Toarc, Aa-

len) geringere Maturitätswerte auf und plotten an der Untergrenze des Erdölfensters. Die Auswertung der Proben für alle Zielhorizonte ergibt v.a. Hinweise auf Kerogene des Typs III, nur die Proben aus dem Jura (Pliensbach, Toarc, Aalen) geben auch Hinweise auf den Kerogen-Typ II.

Eine Bestimmung der Vitrinit-Reflexion wurde an 14 ausgewählten Proben durchgeführt. Die ermittelten Reflexionswerte (Rr%) reichen von 0,35% bis 0,91%. Der Mittelwert beträgt 0,68%. Damit liegen entsprechend alle gemessenen Vitrinitwerte knapp unterhalb bzw. im unteren Drittel des Erdölfensters. Dies steht in guter Übereinstimmung mit den Ergebnissen aus der Rock Eval-Pyrolyse.

### Subsidenzanalyse

Das Ziel der Subsidenzanalyse ist die Rekonstruktion der Beckenentwicklung unter Berücksichtigung von Dekompaktion, Paläobathymetrie und eustatischen Meeresspiegelschwankungen. Grundlage für die Durchführung der Subsidenzanalyse ist eine genaue Kenntnis der regionalen Geologie (**Kapitel 3**). Für Zeiträume, für die heute keine Gesteine mehr erhalten sind, ermöglicht das PaläoGIS eine flächendeckende und konsistente Rekonstruktion auf Basis von Tiefbohrungen und paläogeographischer Karten (**Kapitel 4**). Bohrlochkorrelationen (**Kapitel 6**) vermitteln ein Bild des Arbeitsgebiets zur Zeit der Ablagerung und heute. Die Subsidenzanalyse wurde an 33 Bohrungen im Französischen Jura, an 4 Bohrungen in der Molasse und 1 Bohrung im Bereich der subalpinen Ketten (Briozon 1) durchgeführt. Im Rahmen dieser Analyse wurden tektonische Subsidenzraten, Sedimentationsraten, Porositätswerte, usw., über den Zeitraum der Beckenentwicklung mit Hilfe der Methode des Backstripping berechnet. Das konzeptionelle Modell für die Subsidenzanalyse umfasst folgende Parameter:

- **Lithostratigraphie (Anhang J)**
- **Chronostratigraphie (nach GRADSTEIN und OGG, 1996; Anhang K)**
- **Eustatische Meeresspiegelschwankungen (nach HAQ et al., 1987; Tabelle 7-3; Anhang L)**
- **Paläobathymetrie (Tabelle 7-4)**
- **Dichte und Porosität (Anhang J)**
- **Kompaktionsfaktor und Exponentialfaktor (Anhang J)**

Die Ergebnisse der Subsidenzanalyse erweisen sich als wesentlich differenzierter und komplexer als bei WILDI et al. (1989) und LOUP (1992), die den Französischen Jura nur am Rand untersuchten. Im Rahmen dieser Arbeit erfolgte die Subsidenzanalyse getrennt nach den tektonischen Großeinheiten des Französischen Jura (Tafeljura, Faisceaux, Plateaujura, Faltenjura) sowie für das Mesozoische Vorland des Jura. Das Gebiet der Molasse (4 Bohrungen) und der Subalpinen Ketten (1 Bohrung) konnte nur stichprobenartig untersucht werden, so dass eine allgemeine Aussage für diese Arbeitsgebiete nicht ableitbar ist.

Am Anfang der hier untersuchten geologischen Entwicklung steht ein steil linearer Verlauf der Subsidenzkurve während des **Perm**.

Dieser Verlauf kann als initiale Subsidenz (Riftphase) oder als Absenkung eines oder vermutlich mehrerer Pull Apart Becken (s. **Bild 3-1** in **Kapitel 3** bzw. ZIEGLER, 1990) interpretiert werden. Der maximale absolute Subsidenzwert wird mit 412 m bei der Bohrung Moutherot 1 erreicht.

Ab dem Beginn der **Trias** zeigen die Subsidenzkurven einen flacheren Verlauf als während des Perms. Die permischen Grabenstrukturen werden im Hangenden durch ein wesentlich flacheres Becken abgelöst, dem sog. Burgunder Trog. Diese Entwicklung ist gut

im Lithofaziesprofil A-B (Oiselay 1 – Chatelblanc 1) in **Bild 6-3 (Kapitel 6)** nachzuvollziehen. Eine solche Kombination von einem tiefen Graben und einem relativ dazu flachen, dafür aber weiteren Becken tritt in Subsidenzzonen häufiger auf. Die Form erinnert im Profil an einen stilisierten Stierschädel und wird infolgedessen auch als „steer's head basin“ bezeichnet (s.a. **Kapitel 7**). Mit den Worten von MCKENZIE (1978) folgt auf die initiale Subsidenz des Perm in der Trias eine Phase der thermischen Subsidenz, die sich in einem konkaven Verlauf der Subsidenzkurve ausdrückt. Der Betrag der Subsidenz war mit 27 m/Ma am größten im zentralen Jura (Plateaujura/Faltenjura) während der Ablagerung der Keuper-Gruppe (Karn bis Nor).

Schon ab dem Rhät kommt es zu einer Umstellung des Subsidenzmusters, das dann für die gesamte Zeit des **Jura** typisch ist. Der Burgunder Trog mit einem klaren Depotzentrum im zentralen Jura verliert an Einfluss. Die tektonische Subsidenz weist ab dem Lias eine Zunahme von NW nach SE auf. Diese Zunahme der Subsidenz nach SE zeigt deutlich den Einfluss der weiter im SE absinkenden Tethys auf das gesamte Arbeitsgebiet. Der Französische Jura ist jetzt nördlichster Bestandteil des helvetischen Ablagerungsraums. Das Absterben des Burgunder Trogs führt im Gebiet des Französischen Jura zu einer Abnahme der Subsidenz ab dem Lias. Im Gegensatz zum Französischen Jura kommt es im Gebiet der Molasse und der Subalpinen Ketten zu einer Zunahme der Subsidenz. Nach einer allgemeinen Zeit tektonischer Ruhe während des Dogger steigen ab dem Malm die Subsidenzraten im gesamten Arbeitsgebiet wieder an. Die größten Subsidenzraten werden während des Malm im zentralen Jura (Plateaujura, Faltenjura) mit ca. 39 m/Ma erreicht.

Erst ab dem mittleren Apt kommt es im gesamten Arbeitsgebiet zu Hebung und Erosion (DEBRAND et al., 1984), die vermutlich bis zum Ende der **Kreide** fort dauert. Für diesen gesamten Zeitraum sind keine Gesteine überliefert, so dass man zur Rekonstruktion dieses Zeitraums fast ausschließlich auf Sekundärquellen (Literatur, PaläoGIS) angewiesen ist. Das **Tertiär** ist im gesamten Untersuchungsgebiet durch eine im Pliozän einsetzende Erosion gekennzeichnet, auf die im oberen Oligozän erneute Sedimentation folgt. Der zeitliche Einsatz der unterschiedlichen kompressiven Phasen wurde entsprechend GUELLEC et al. (1990b) angenommen (**Bild 3-15 in Kapitel 3**). Die im Tertiär einsetzende Inversion des Burgunder Trogs wurde bei der Rekonstruktion der Subsidenzkurven berücksichtigt. Eine nähere Untersuchung der tertiären Inversionsereignisse konnte auf Grund der zur Verfügung stehenden Datenbasis im Rahmen dieser Arbeit nicht erfolgen.

Die Ergebnisse der Subsidenzanalyse sind punktuell in den Subsidenzkurven (**Bild 7-16** und **Bild 7-31** bis **Bild 7-34** und **Bild 7-17** bis **Bild 7-20** sowie **Anhang M**) und flächendeckend in den Karten der tektonischen Subsidenzraten (**Bild 7-21** bis **Bild 7-30**) dargestellt.

### Thermische Modellierung

Die Subsidenzkurven sind Ergebnis der Subsidenzanalyse und zugleich wichtigster Bestandteil des konzeptionellen Modells für die thermische Geschichte. Gegenstand der thermischen Modellierung ist die Berechnung von Paläotemperatur und geothermischen Gradienten sowie von Maturität und Inkohlungsgradienten.

Das konzeptionelle Modell umfasst neben den bereits oben erwähnten Subsidenzkurven die folgenden Parameter:

- **Wärmefluss an der Oberfläche (rezent nach GABLE, 1979; Paläowerte aus Tabelle 8-2)**
- **Radioaktive Wärmeproduktion in der Oberkruste (in Anlehnung an PLATTE RIVER ASSOCIATES, 1995; Tabelle 8-3)**
- **Wärmefluss aus der Lithosphäre (in Anlehnung an PLATTE RIVER ASSOCIATES, 1995; Tabelle 8-3)**
- **Paläooberflächentemperaturen (Bild 8-3; Tabelle 8-4, Tabelle 8-5; Tabelle 8-6)**
- **Wärmeleitfähigkeit und Wärmekapazität (Anhang J)**

Als Modell für die Berechnung der Maturität wurde das VITRIMAT-Modell (**Anhang G**) nach BURNHAM und SWEENEY (1989) verwendet. Die thermische Modellierung erfolgte für den eindimensionalen Fall an 34 Bohrungen im Französischen Jura, an 4 Bohrungen in der Molasse und an 1 Bohrung (Brizon 1) in den Subalpinen Ketten.

Die thermische Modellierung konzentrierte sich auf folgende vier Erdölmuttergesteine

- **Tonschiefer des Karbon (Stephan), Kerogentyp III**
- **Tonschiefer des Perm (Autun), Kerogentyp III**
- **Mergel / Tonschiefer der Trias (Ladin), Kerogentyp III**
- **Tonschiefer des Jura (Toarc), Kerogentyp I**

Die Ergebnisse der Modellierung beinhalten Aussagen über Maturitätswerte, Paläotemperaturen, Inkohlungsgradienten, Geothermische Gradienten und den Wärmefluss.

**Maturitätswerte:** Die Spanne der berechneten Maturitätswerte liegt zwischen 0,75% Rr und 1,30% für das Stefan, zwischen 0,41% Rr und 1,31% Rr für das Autun, zwischen 0,37%

Rr und 1,51% Rr für das Ladin und zwischen 0,31% Rr und 1,42% Rr für das Toarc.

**Paläotemperaturen:** Die Spanne der berechneten maximalen Paläotemperaturen liegt zwischen 116°C und 158°C für das Stefan, zwischen 55°C und 157°C für das Autun, zwischen 49°C und 166°C für das Ladin und zwischen 40°C und 162°C für das Toarc.

**Inkohlungsgradienten:** Die Medianwerte der berechneten Inkohlungsgradienten reichen von 0,55% Rr/km für den Französischen Jura über 0,53 % Rr/km für das Mesozoische Vorland und 0,36% Rr/km für die Bohrung Brizon 1 (Chaînes Subalpines) bis zu 0,27% Rr/km für die Molasse.

**Geothermische Gradienten:** Die Medianwerte der berechneten Geothermischen Gradienten reichen von 63,5°C/km für den Französischen Jura über 63,2°C/km für das Mesozoische Vorland und 34,3%°C/km für die Bohrung Brizon 1 (Chaînes Subalpines) bis zu 33,6°C/km für die Molasse.

**Wärmefluss:** Der Wärmefluss im Bereich des Französischen Jura und des Mesozoischen Vorlandes im Norden beträgt zwischen 97 und 120 mW/m<sup>2</sup>. Der Wärmefluss im Bereich der Molasse und der Bohrung Brizon1 (Chaînes Subalpines) liegt zwischen 50 und 60mW/m<sup>2</sup>.

Wärmefluss, Geothermische Gradienten und Inkohlungsgradienten aus dem Bereich des Französischen Jura und des Mesozoischen Vorlands sind relativ hoch, stehen aber in Übereinstimmung mit vergleichbaren Untersuchungen aus der Nordost-Schweiz (TODOROV et al., 1993).

Wärmefluss, Geothermische Gradienten und vor allem die Inkohlungsgradienten aus dem Bereich der Molasse sind im Vergleich zur Westschweiz leicht erhöht (Vergleichswerte aus SCHEGG et al., 1997).

Der erhöhte Wärmefluss im Französischen Jura kann nur z.T. durch eine reduzierte Krustenmächtigkeit erklärt werden (30 bis 35 km nach GUELLEC et al. (1990b)). Als zusätzliche Wärmequelle erscheint konvektiver Wärmetransport innerhalb hydrothermaler Systeme als am wahrscheinlichsten, um diesen erhöhten Wärmefluss zu erklären (s.a. CHIARELLI und RICHY, 1984 sowie YALCIN et al., 1997).

### **Kohlenwasserstoff-Genese**

Wie die Ergebnisse der thermischen Modellierung zeigen, besitzen im gesamten Arbeitsgebiet nur die Schwarzschiefer des Stephan und Autun eine genügend hohe Maturität, um als Erdölmuttergesteine in Betracht zu kommen. Die Tonschiefer des Ladin sowie die Posidonienschiefer des Toarc, als nächstes potentiell Muttergestein im Hangenden, erreichen nur in den Subalpinen Ketten bzw. in den Französischen Voralpen Werte für die Vitrit-Reflexion, die im oder über dem erdölproduzierenden Bereich liegen.

Infolgedessen ist für eine flächendeckende Untersuchung als einziges der Buntsandstein als Speichergestein von größerer Bedeutung. Das zugehörige Deckgestein wird von den Gesteinen des Muschelkalks und Keupers gebildet. Zusammenfassend handelt es sich um folgendes Erdölssystem:

- **Muttergesteinen des Stephan und Autun (Tonschiefer) vom Kerogentyp III**
- **Speichergesteinen der unteren bis mittleren Trias (v.a. Sandsteine der Buntsandstein-Gruppe, untergeordnet Karbonate der Muschelkalk-Gruppe)**
- **Deckgesteinen der oberen Trias (v.a. Evaporite der Muschelkalk- und Keuper-Gruppe, untergeordnet Tonschiefer des Lias)**

Alle für die Untersuchung relevanten Gesteinseinheiten liegen unter dem Hauptabscherhorizont, der im Französischen Jura von den Evaporiten des Keupers gebildet wird. Diese Schichten sind infolgedessen von der jungtertiären Kompression, die zur Bildung des Juragebirges führte, verschont.

Auf Basis der Ergebnisse aus der Subsidenzanalyse und der thermischen Modellierung erfolgt die Untersuchung der einzelnen Horizonte hinsichtlich ihrer Eignung als Mutter-, Speicher- und Deckgesteine.

Als Muttergesteine kommen, wie schon weiter oben erwähnt, nur die pelitischen Sandsteine und Schwarzschiefer des Stephan und die bituminösen Tonschiefer des Autun in Frage. Die Ergebnisse der geochemischen Untersuchungen und der thermischen Modellierung zeigen für Gesteine des Perms Maturitätswerte im oder über dem erdölproduzierenden Bereich (s.a. **Bild 8-1**). Nur in Teilen des Tafeljuras und des Mesozoischen Vorlands liegt die Maturität unterhalb des Erdölfensters. Mit zunehmender Versenkungstiefe steigt die Maturität vom Tafeljura im NW über den „Jura Externe“, den „Haute Chaîne“ und die Molasse bis zu den Subalpinen Ketten im SE. In den Subalpinen Ketten sind sowohl die aus dem Karbon als auch aus dem Perm gebildeten Kohlenwasserstoffe nur mehr als Erdgase erhalten. Die größte Mächtigkeit erreicht das Stephan und Autun vermutlich im N im Bereich des Tafeljura bei 5°45'E und 47°15'N<sup>67</sup> und im S an der Grenze des 'Jura Externe' zum „Haute Chaîne“ bei 5°40'E und 46°10'N<sup>68</sup>. In diesen Gebieten bestehen vermutlich auch die größten Explorationschancen, da bei genügend hoher Temperatur und ausreichender Zeit natürlich in erster Linie die Mächtigkeit (bzw. überhaupt die Existenz)

der Muttergesteine das Ausmaß der Erdölbildung steuert.

Das Speichergestein zu den oben genannten Muttergesteinen wird vom Buntsandstein gebildet. Bei diesem handelt es sich vorwiegend um terrestrische Sande in deltaischer oder fluviatiler Fazies. Seine größte Mächtigkeit erreicht der Buntsandstein bei 6°10'E und 46°40'N<sup>69</sup>. Die Qualität eines Speichergesteins wird v.a. von seiner Porosität und Permeabilität bestimmt. Da die Permeabilität nicht direkt aus den zur Verfügung stehenden Logs berechnet werden kann, erfolgt eine Abschätzung über den Tongehalt. Nimmt man als Abschätzung für die Wirtschaftlichkeit eines Speichergesteins eine Porosität größer als 5% und einen Tongehalt kleiner als 25% an, liegen fast alle berechneten Werte innerhalb dieses Bereichs. Für die Porositäten ergibt sich als Trend eine Zunahme von N nach S (s.a. **Bild 9-9**). Diese Zunahme der Porositätswerte kann durch die ebenfalls von N nach S abnehmende Versenkungstiefe erklärt werden (s.a. **Bild 9-11**). Eine Ausnahme stellt hier der westliche Tafeljura dar, der trotz relativ geringer Versenkungstiefe nur geringe Porositäten besitzt. Der Verlauf des Tongehalts im Arbeitsgebiet lässt, bis auf den Rand zum Bressegraben, wo der Tongehalt deutlich zurückgeht, keine Tendenzen erkennen (s.a. **Bild 9-10**).

Die Abdichtung des Buntsandsteins nach oben erfolgt durch die Gesteine des Muschelkalks, die somit die Funktion des Deckgesteins übernehmen. Besondere Bedeutung besitzen hierbei die Tone in den Sandstein-Ton- und Dolomit-Ton-Folgen, die die Basis des Muschelkalks bilden. Diese können teilweise durch die Anhydrit-Ton-Folgen ersetzt sein, die normalerweise erst im mittleren Muschelkalk auftreten. Besteht die Basis aus reinen

---

<sup>67</sup> ca. 650m bei der Bohrung Mouterot 1

<sup>68</sup> ca. 500m bei der Bohrung Charmont 1

---

<sup>69</sup> ca. 110m bei der Bohrung Chatelblanc 1R

Karbonaten, die meist eine hohe Lösungsporosität aufweisen, wird es zu einer Migration der Kohlenwasserstoffe aus dem Buntsandstein in diese Karbonate kommen. In diesem Fall wird das Speichergestein durch den unteren Muschelkalk und das Deckgestein durch die Anhydrit-Ton-Folgen des mittleren Muschelkalk gebildet. Vereinzelt übernehmen auch die Evaporite der Keuper-Gruppe die Funktion des Deckgesteins. Eine Aussage über die flächenmäßige Verteilung der einzelnen Gesteine ist mit Hilfe der wenigen und unregelmäßig verteilten Bohrungen nicht möglich. Das Depotzentrum des Muschelkalkbeckens liegt mit ca. 450 m bei 6°10'E und 46°40'N im „Haute Chaîne“.

Neben der oben diskutierten Existenz von Mutter-, Speicher- und Deckgesteinen ist eine wichtige Bedingung, die bei der Genese von Kohlenwasserstofflagerstätten erfüllt sein muss, der zeitlich richtige Einsatz der Migration. Dies bedeutet im wesentlichen, dass die Migration der Kohlenwasserstoffe in das Speichergestein erst nach Bildung der Fallenstrukturen stattfinden darf. Die Migration beginnt im größten Teil des Arbeitsgebietes vor dem oligozänen Blockschollenbau. Lediglich im Tafeljura und am Rand zum Bressegraben existiert ein schmaler Streifen, in dem die permischen Muttergesteine zwar schon reif sind, aber die Migration erst nach dem Oligozän eingesetzt hat. Folglich können nur in diesem Gebiet oligozäne Abschiebungen als Erdölfallen fungieren. Die Isochronenkarte in **Bild 8-5** zeigt einen Migrationsbeginn für das Perm, der von der Zeit des Jura (Haute Chaîne, Plateaujura) bis heute reicht (Tafeljura, Rand zum Bressegraben). Der Migrationsbeginn für das Karbon dürfte, da es älter ist und sich in der Regel im Liegenden des Perm befindet, dementsprechend früher liegen. Als Fallenstrukturen bleiben also nur die Abschiebungen übrig, die sich beim Einsinken

der permokarbonischen Gräben bzw. während der Subsidenz des Burgunder Trogs in der Trias und dem Lias gebildet haben. Da die gesamte Abfolge unter dem Abscherhorizont des Keupers liegt, kommen die Strukturen der jungtertiären Kompression als Erdölfallen im Normalfall nicht in Betracht. Nur im Fall einer Sekundärmigration, die erst nach Bildung des Juragebirges seit dem Oligozän einsetzen darf, können diese Strukturen als Erdölfallen dienen.

**Für den Französischen Jura ergeben sich hinsichtlich der Kohlenwasserstoff-Genese folgende Resultate:**

- (1) Die Muttergesteine des Stephan und Autun besitzen eine für die Erdölbildung genügend hohe Maturität. Nur im Tafeljura dürfte das Autun den erdölproduzierende Bereich noch nicht erreicht haben.**
- (2) Der Buntsandstein weist fast durchweg Tongehalte unter 25% und Porositäten über 5%. Diese Werte dürften auch bei vorsichtiger Schätzung innerhalb der Rentabilitätsgrenzen für ein Speichergestein liegen.**
- (3) Das Deckgestein wird durch die Tone in den Sandstein-Ton- und Dolomit-Ton-Folgen der Basis des Muschelkalks gebildet, die regional auch durch die Anhydrit-Ton-Folgen und Karbonate ersetzt sein können, die normalerweise erst im mittleren Muschelkalk oder im Keuper auftreten. Im letzteren Fall können diese Karbonate die Rolle des Buntsandsteins als Speichergestein übernehmen.**
- (4) Es existieren mit den permokarbonischen Blockschollen und den synsedimentären Abschiebungen der Trias und des Lias Fallenstrukturen, die vor dem**

**Einsetzen der Migration gebildet wurden. Die früheste Migration setzt wahrscheinlich für das Karbon im „Haute Chaîne“ während des unteren Jura ein.**

Entsprechend der Beckenanalyse, die im Rahmen dieser Arbeit durchgeführt wurde, existieren also im Französischen Jura Bedingungen, die sowohl eine Genese als auch eine lokale Akkumulation von Kohlenwasserstoffen als wahrscheinlich erscheinen lassen. Dabei darf man allerdings nicht vergessen, dass kaum eine der Bohrungen den Horizont des Stephan tatsächlich erreichte. Die meisten tieferen Bohrungen erreichen nur das Rotliegende, das als Muttergestein von keinem Interesse ist. Die Annahme, dass geeignete Muttergesteine im Stephan und Autun existieren, beruht größtenteils nur auf Analogieschlüssen mit dem Massiv Central und den Vogesen, wo diese beiden Einheiten Kohlevorkommen aufweisen. Nur in der Gegend von Lons-le-Saunier wurde im Französischen Jura auch tatsächlich Kohle gefunden.

Eine zweite wichtige Voraussetzung, die für die Genese von Kohlenwasserstoff-Lagerstätten entscheidend ist, stellt die Existenz von Fallenstrukturen dar. Infolge der mangelnden seismischen Daten konnte nur erarbeitet werden, welche Strukturen infolge ihres Bildungszeitpunktes (früher als der Migrationsbeginn) überhaupt als Fallen möglich sind, aber nicht, wo diese im einzelnen ausgebildet sind. Eine weitere Exploration sollte also unter diesen beiden Gesichtspunkten durchgeführt werden:

- (1) Wo sind tatsächlich Muttergesteine des Stephan und Autun abgelagert?**
- (2) Wo existieren geeignete Fallenstrukturen?**

Die größten Chancen auf eine positive Beantwortung dieser zwei Fragen dürften sich in

den zwei Gegenden ergeben, in denen in Profilen (**Kapitel 6**) und auf Karten (v.a. DEBRAND et al., 1984) permischen Gräben zu erkennen sind. Der nördlichere Graben liegt ca. bei 6°00'E und 47°00'N im Tafeljura, der südlichere bei ca. 5°30'E und 46°15'N an der Grenze zwischen „Jura Externe“ und „Haute Chaîne“. In diesen ist sowohl eine erhöhte Wahrscheinlichkeit für die Ablagerung von Permo-Karbon als auch mit Sicherheit eine größere Anzahl von möglichen Erdölfällen gegeben. Zur weiteren Exploration empfiehlt sich ein reflexionsseismisches Programm, das als Ziel die permokarbonischen Gräben und die Trias unterhalb des Keupers hat. Vor allem im südlicheren der beiden Gräben, in dem bisher nur wenige Bohrungen niedergebracht wurden, müsste die Seismik von mehreren Tiefbohrungen begleitet werden, die bis ins Grundgebirge reichen.

Eine umfassende Exploration des „*Haute Chaîne*“ und des „*Jura Externe*“ erscheint weniger aussichtsreich, zumal sie mit weit höheren Kosten verbunden wäre. Die geringe bisherige Explorationsdichte erfordert hier eine größere Anzahl weiterer Bohrungen. Außerdem hat die Seismik, die in jedem Gebirge erhebliche Kosten erfordert, im „Haute Chaîne“ bisher keine brauchbaren Ergebnisse geliefert.

In der *Molasse* und den *Subalpinen Ketten* (bzw. den *Französischen Voralpen*) besitzen das Stephan und Autun eine nur geringe Bedeutung als Muttergesteine. Hier sind v.a. die Posidonienschiefer des Toarcium und des Kimmeridge als potentielle Erdölproduzenten zu nennen. Insofern kommt hier dem Buntsandstein als Erdölreservoir prinzipiell eine nur geringe Bedeutung zu.





## 11 Literaturverzeichnis

- ALLEN, P. A. und ALLEN, J. R., 1993: Basin Analysis.- Oxford, Blackwell, 451 S.
- ANGEVINE, C. L., HELLER, P. L. und PAOLA, C., 1990: Quantitative Sedimentary Basin Modeling.- Shortcourse Note Series, v. 32, Tulsa / Oklahoma, American Association of Petroleum Geologists, 247 S.
- APRAHAMIAN, J., 1988: Cartographie du métamorphisme faible à très faible dans les Alpes françaises externes par l'utilisation de la cristallinité de l'illite.- *Geodinamica Acta*, v. 2, S. 25-32.
- ARNAUD, V. A. und ARNAUD, H., 1991: Sedimentation et variations relatives du niveau de la mer sur les plates-formes carbonatées du Berriasien-Valanginien inférieur et du Barremien dans les massifs subalpins septentrionaux et le Jura (Sud-Est de la France).- *Bulletin de la Société Géologique de France, Huitième Série*, v. 162(3), S. 535-545.
- BARTELME, N., 1995: Geoinformatik: Modelle, Strukturen, Funktionen.- Berlin, Springer, 414 S.
- BESSE, J. und COURTILOT, V., 1991: Revised and synthetic apparent polar wander paths of the African, Eurasian, North American, and Indian plates, and true polar wander since 200 Ma.- *Journal of Geophysical Research, B, Solid Earth and Planets*, v. 96, S. 4029-4050.
- BILL, R., 1999: Grundlagen der Geoinformationssysteme. Bd. 1. Hardware, Software und Daten.- v. Bd. 1. Hardware, Software und Daten.-, Heidelberg, Wichmann, 454 S.
- BITTERLI, P., 1972: Erdölgeologische Forschungen im Jura.- *Bulletin der Vereinigung Schweizerisches Petroleum -Geologen und -Ingenieur*, v. 39(95), S. 13-28.
- BLANC, E. und MOJON, P.-O., 1996: Un paleokarst du Crétacé basal (Berriasien moyen) dans le Jura suisse occidental (région de Bienne): corrélations avec les domaines boréal et téthysien.- *Cretaceous Research*, v. 89, S. 403-418.
- BLANC, G., DOLIGEZ, B., LAJAT, D. und MASCLE, A., 1991: Evaluation du potentiel pétrolier des formations paléozoïques de la Bresse et de sa bordure jurassienne, France.- *Bull. Soc. géol. France*, v. 162(2), S. 409-422.
- BLATT, H., 1982: Sedimentary petrology.- San Francisco, CA, United States, W. H. Freeman and Co., 564 S.
- BOULLIER, A. und BULLE, J., 1982: Etude stratigraphique de quelques formations du Trias et du Jurassique.- Basel, Paläont. Ges. Tagung Basel, 17 S.
- BRINK, H.-J., BURRI, P., LUNDE, A. und WINHARD, H., 1992: Hydrocarbon habitat and potential of Swiss and German Molasse Basin: A comparison.- *Eclogae geol. Helv.*, v. 85, S. 715-732.

- BURKHALTER, R. M., 1995: Ooidal ironstones and ferruginous microbialites; origin and relation to sequence stratigraphy (Aalenian and Bajocian, Swiss Jura Mountains).- *Sedimentology*, v. 42(1), S. 57-74.
- BURKHARD, M., 1990: Aspects of the large-scale Miocene deformation in the most external part of the Swiss Alps (Subalpine Molasse to Jura fold belt), *in* JORDAN, P., NOACK, T., SCHMID, S. und BERNOULLI, D. (Eds.): *The Hans Laubscher volume.- Eclogae Geologicae Helveticae*, Basel, Switzerland, Birkhaeuser Verlag, S. 559-583.
- BURNHAM, A. K. und SWEENEY, J. J., 1989: A chemical kinetic model of vitrinite maturation and reflectance.- *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 53(10), S. 2649-2657.
- BUSSON, G. und CORNEE, A., 1988: Enseignements generaux de l'extreme constance de la sequence argile-halite du Carnien de bassins distants et isoles d'Europe du Nord-Ouest.- *Eclogae Geologicae Helveticae*, v. 81(2), S. 441-455.
- BUTLER, R. W. H. (Ed.), 1991: Hydrocarbon maturation, migration and tectonic loading in the Westem Alpine foreland thrust belt.- *Petroleum migration, Geol. Soc. Spec. Publ.* 59, 227-244 S.
- CALTAGIRONE, J. P. und COMBARNOUS, M., 1984: Heat Transfer by Convection in Sediments, *in* DURAND, B. (Ed.): *Thermal Phenomena in Sedimentary Basins.- Paris, Editions Technip*, S. 167-173.
- CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE, 1963: International handbook of coal petrography - 2nd edition.- Paris, Centre National de la Recherche Scientifique.
- CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE, 1971: International handbook of coal petrography - 1st supplement to 2nd edition.- Paris, Centre National de la Recherche Scientifique.
- CHAUVE, P. und AUBERT, D., 1975: Jura (Guides géologiques régionaux).- Paris, Masson, 215 S.
- CHAUVE, P., FLUCK, P., ENAY, R., SITTLER, C. und EDEL, J. B., 1980: Vosges, Fosse Rhenan, Bresse, Jura, *in* LORENZ, C. (Ed.): *France, Belgique, Luxembourg.- Geologie des pays europeens*, Paris, Dunod, S. 353-430.
- CHEN, P. P., 1976: The Entity-Relationship Model: Toward a Unified View of Data.- *ACM TODS*, v. 1(1), S. 9-36.
- CHEVALLIER, T. und STRASSER, A., 1985: Depot de plaine d'estran dans le Portlandien de la montagne de Parves (Jura meridional, Ain, France).- *Eclogae Geologicae Helveticae*, v. 78(2), S. 287-298.
- CHIARELLI, A. und RICHY, J. F., 1984: Hydrodynamic flow in sedimentary basins, *in* DURAND, B. (Ed.): *Thermal Phenomena in Sedimentary Basins.- Paris, Editions Technip*, S. 175-187.
- CHILINGARIAN, G. V., 1983: Compactional diagenesis, *in* PARKER, A. und SELLWOOD, B. W. (Eds.): *Sediment diagenesis; Proceedings, NATO Advanced Study Institute.- Dordrecht, Netherlands, D. Reidel Publ. Co.*, S. 57-167.
- CHILINGARIAN, G. V. und WOLF, K. H., 1976: Compaction of coarse-grained sediments, II.- *Developments in Sedimentology*, v. 18b, Amsterdam, Oxford, New York, Elsevier, 808 S.

- CHRISMANN, N., 1997: Exploring Geographic Information Systems.- New York, John Wiley and Sons, Inc., 298 S.
- CLAVEL, B., BUSNARDO, R. und CHAROLLAIS, J., 1986: Chronologie de la mise en place de la plate-forme urgonienne du Jura au Vercors (France).- Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Serie 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre, v. 302(8), S. 583-586.
- CLAVEL, B., CHAROLLAIS, J. und BUSNARDO, R., 1987: Données biostratigraphiques nouvelles sur l'apparition des faciès urgoniens du Jura au Vercors.- *Eclogae Geologicae Helveticae*, v. 80(1), S. 59-68.
- CLOETINGH, S., 1992: Intraplate Stress and Sedimentary Basin Evolution, in BROWN, G., HAWKESWORTH, C. und WILSON, C. (Eds.): Understanding the Earth.- Cambridge, Cambridge University Press, S. 415-434.
- CLOETINGH, S., ZIEGLER, P. A., BECKMANN, F., ANDRIESEN, P. A. M., HARDEBOL, N. und DÈZES, P., 2005: Intraplate deformation and 3D rheological structure of the Rhine Rift System and adjacent areas of the northern Alpine foreland.- *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, v. 94(4), S. 758-778.
- CODD, E. F., 1970: A relational model of data for large shared data banks.- *Communications of the ACM*, v. 13(6), S. 377-387.
- CODD, E. F., 1990: The Relational Model for Database Management - Version 2.- Reading (MA), Addison-Wesley Publishing Co., 563 S.
- CONTINI, D., 1989: L'Oxfordien du Jura septentrional; définition des formations; évolution paléogéographique.- *Annales Scientifiques de l'Université de Besançon. Géologie*, v. 9, S. 3-16.
- CONTINI, D. und BOURQUIN, J., 1969: Esquisses paléogéographiques du Jura au callovien.- *Annales Scientifiques de l'Université de Besançon. Géologie*, v. 6, S. 39-49.
- CRUMIERE, J.-P., PASCAL, F. und ESPITALIE, J., 1988: Evolutions diagenétiques comparées de la matière organique et des argiles. Influence de l'enfouissement normal et d'une anomalie thermique par surcharge des nappes alpines (Crétacé subalpin de Haute-Provence, France).- *C.R.Acad.Sci. Paris*, v. 306, Série II, S. 493-498.
- DALGAARD, P., 2002: Introductory Statistics with R.- New York, Springer, 267 S.
- DAVIS, J. C., 1986: Statistics and Data Analysis in Geology.- New York, John Wiley and Sons, Inc., 646 S.
- DEBRAND, P. S., COURBOULEIX, S. und LIENHARDT, M. J., 1984: Synthèse géologique du sud-est de la France.- *Mémoires du B.R.G.M.*, v. 125-126, Paris, France, Bureau de Recherches Géologiques et Minières, (BRGM), 2 vol., 615 S., 28 S.
- DECONINCK, J.-F. und DEBRABANT, P., 1985: Diagenèse des argiles dans le domaine subalpin: rôle respectifs de la lithologie de l'enfouissement et de la surcharge tectonique.- *Rev. Géol. dyn. Géogr. Phys.*, v. 26, S. 321-330.
- DECONINCK, J.-F. und STRASSER, A., 1987: Sedimentology, clay mineralogy and depositional environment of Purbeckian green marls (Swiss and French Jura).- *Eclogae Geologicae Helveticae*, v. 80(3), S. 753-772.
- DETRAZ, H. und MOJON, P. O., 1989: Evolution paléogéographique de la marge jurassienne de la Tethys du Tithonien-Portlandien au Valanginien; corrélations biostratigraphiques

- et sequentielle des facies marins a continentaux.- *Eclogae Geologicae Helvetiae*, v. 82(1), S. 37-112.
- DROMART, G., MONIER, P., CURIAL, A., MORETTO, R. und GUILLOCHEAU, F., 1994: Triassic transgressive-regressive cycles in the Bresse-Jura and adjacent basins, eastern France, *in* MASCLE, A. (Ed.): Hydrocarbon and petroleum geology of France.- Special Publication of the European Association of Petroleum Geoscientists, Berlin, Springer, S. 347-360.
- DURAND, B., 1980: Kerogen - insoluble organic matter from sedimentary rocks.- Paris, Editions Technip.
- DYKSTRA, J. C. F., 1987: Compaction Correction for Burial History Curves: Application to Lopatin's Method for Source Rock Maturation Determination.- *Geobyte*, v. 2, S. 16-23.
- EINSELE, G., 1992: Sedimentary Basins: Evolution, Facies, and Sedimentary Budget.- Berlin, Springer, 628 S.
- EMERY, D. und MYERS, K. (Eds), 1996: Sequence Stratigraphy.- Oxford, Blackwell, 297 S.
- ENAY, R., CONTINI, D. und BOULLIER, A., 1988: Le Sequanien-type de Franche-Comte (Oxfordien superieur); datations et correlations nouvelles, consequences sur la paleogeographie et l'evolution du Jura et regions voisines.- *Eclogae Geologicae Helvetiae*, v. 81(2), S. 295-363.
- ENAY, R., MANGOLD, C., CARIOU, E., CONTINI, D., DEBRAND, P. S., DONZE, P., GABILLY, J., LEFAVRAIS, R. A., MOUTERDE, R. und THIERRY, J., 1980: Synthese paleogeographique du Jurassique Francais.- Documents des Laboratoires de Geologie, Lyon, Hors Serie, v. 5, Villeurbanne, France, Universite Claude Bernard, Departement des Sciences de la Terre, 210 S.
- ENGELHARDT, W. v., 1960: Der Porenraum der Sedimente.- Berlin, Springer, 207 S.
- ENGLAND, P., 1992: Deformation of the Continental Crust, *in* BROWN, G., HAWKESWORTH, C. und WILSON, C. (Eds.): Understanding the Earth.- Cambridge, Cambridge University Press, S. 275-300.
- ERBAS, K., SEIBT, A., HOTH, P. und HUENGES, E., 1999: Evaluierung geowissenschaftlicher und wirtschaftlicher Bedingungen für die Nutzung hydrogeothermaler Ressourcen - Abschlußbericht - BMBF-Projekt BEO 0326969.- Scientific Technical Report STR99/09.- Potsdam, GeoForschungsZentrum, 70 S.
- ESPITALIE, J., 1986: Use of Tmax as a maturation index for different types of organic matter; comparison with vitrinite reflectance, *in* BURRUS, J. (Ed.): Thermal modeling in sedimentary basins.- Paris, France, Ed. Technip, S. 475-496.
- ESPITALIE, J. und BORDENAVE, M. L., 1993: Rock-Eval Pyrolysis., *in* BORDENAVE, M. L. (Ed.): Applied petroleum geochemistry.- Paris, France, Editions Technip, S. 237-278.
- ESPITALIE, J., SENG, M. K. und TRICHET, J., 1984: Role of the mineral matrix during kero-gen pyrolysis, *in* SCHENCK, P. A., DE, L. J. W. und LIJBACH, G. W. M. (Eds.): Advances in organic geochemistry 1983.- Organic Geochemistry, Oxford-New York, International, Pergamon, S. 365-382.
- ESPITALIE, J., DEROO, G. und MARQUIS, F., 1985a: La pyrolyse Rock-Eval et ses applications, premiere partie.- *Revue de l'Institut Francais du Petrole*, v. 40(5), S. 563-579.

- ESPITALIE, J., DEROO, G. und MARQUIS, F., 1985b: La pyrolyse Rock-Eval et ses applications, deuxieme partie.- *Revue de l'Institut Francais du Petrole*, v. 40(6), S. 755-784.
- ESPITALIE, J., DEROO, G. und MARQUIS, F., 1986: La pyrolyse Rock-Eval et ses applications, troisieme partie.- *Revue de l'Institut Francais du Petrole*, v. 41(1), S. 73-89.
- FAHRMEIR, L., KÜNSTLER, R., PIGEOT, I. und TUTZ, G., 2004: Statistik. Der Weg zur Datenanalyse. Fünfte verbesserte Auflage.- Berlin, Springer, 610 S.
- FALVEY, P. A. und MIDDLETON, M. F., 1981: Passive continental margins; evidence for a prebreakup deep crustal metamorphic subsidence mechanism, *in* ANONYMOUS (Ed.): Colloque C3; Geologie des marges continentales; 26eme congres geologique international.- *Oceanologica Acta*, Paris, France, Gauthier-Villars, S. 103-114.
- FISCHER, A. G., 1975: Origin and growth of basins, *in* FISCHER ALFRED, G. und JUDSON, S. (Eds.): *Petroleum and global tectonics*.- J., United States, Princeton Univ. Press. Princeton, N, S. 47-79.
- FREY, M., HUNZIKER, J. C., ROGGWILER, P. und SCHINDLER, C., 1973: Progressive niedriggradige Metamorphose glaukonitführender Horizonte in den helvetischen Alpen der Ostschweiz.- *Contr. Mineral. and Petrol.*, v. 39, S. 185- 218.
- FREY, M., TEICHMÜLLER, M., TEICHMÜLLER, R., MULLIS, J., KÜNZI, B., BREITSCHMID, A., GRUNER, U. und SCHWIZER, B., 1980: Very low-grade metamorphism in external parts of the Central Alps: Illite crystallinity, coal rank and fluid inclusion data.- *Eclogae geol. Helv.*, v. 73, S. 173-203.
- FÜCHTBAUER, H., 1989: *Sedimente und Sedimentgesteine*.- Stuttgart, E.Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 1141 S.
- FÜCHTBAUER, H. und SCHMINCKE, H. U., 1974: *Sediments and sedimentary rocks* 1.ed.- 2., Stuttgart, Federal Republic of Germany, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Naegle u. Obermiller), 464 S.
- GABLE, R., 1979: Draft of a geothermal flux map of France, *in* CERMAK, V. und RYBACH, L. (Eds.): *Terrestrial heat flow in Europe*.- Berlin, Federal Republic of Germany, Springer-Verlag, S. 179-185.
- GEDON, R., 1995: Höhensysteme und Nivellements der Nachbarstaaten Deutschlands, *in* ADV (Ed.): *Deutsches Haupthöhennetz 1992*.- München, Bayerisches Landesvermessungsamt, S. 39-56.
- GONZALEZ, R., 1996: Response of shallow-marine carbonate facies to third-order and high-frequency sea-level fluctuations; Hauptrogenstein Formation, northern Switzerland, *in* GAUPP, R. und VAN, D. W. A. A. (Eds.): *Approaches to sequence stratigraphy*.- *Sedimentary Geology*, Amsterdam, Netherlands, Elsevier, S. 111-130.
- GORIN, G. und FEIST, B. S., 1990: Organic facies of Lower to Middle Jurassic sediments in the Jura Mountains, Switzerland, *in* TRUSWELL, E. M. und OWEN, J. A. (Eds.): *The proceedings of the 7th international palynological congress; Part II*.- *Review of Palaeobotany and Palynology*, Amsterdam, Netherlands, Elsevier, S. 349-355.
- GORIN, G. und MONTEIL, E., 1990: Preliminary note on the organic facies, thermal maturity and dinoflagellate cysts of the Upper Maastrichtian Wang Formation in the the northern subalpine massifs (Western Alps, France).- *Eclogae geol. Helv.*, v. 83, S. 265-285.

- GORIN, G., GULACAR, F. und CORNIOLEY, Y., 1989: Organic geochemistry, maturity, palynofacies and palaeoenvironment of upper Kimmeridgian and lower Tertiary organic-rich samples in the southern Jura (Ain, France) and subalpine massifs (Haute-Savoie, France).- *Eclogae Geologicae Helvetiae*, v. 82(2), S. 491-515.
- GRADSTEIN, F. M. und OGG, J., 1996: A Phanerozoic time scale.- *Episodes*, v. 19(1-2), S. 3-5.
- GRADSTEIN, F. M., OGG, J. und SMITH, A., 2004: A Geological Time Scale 2004.- Cambridge, Cambridge University Press, 589 S.
- GRETENER, P. E., 1981: Geothermics: using temperature in hydrocarbon exploration.- Education Course Note Series, v. 17, Tulsa, Oklahoma, AAPG, 170 S.
- GUELLEC, S., MUGNIER, J. L., TARDY, M. und ROURE, F., 1990a: Neogene evolution of the western Alpine foreland in the light of ECORS data and balanced cross-section, *in* ROURE, F., HEITZMANN, P. und POLINO, R. (Eds.): Deep structure of the Alps.- *Mém. Soc. géol. Fr.* 156, Paris (*Mém. Soc. géol. suisse* 1, Zürich, Vol. spec. Soc. Geol. Ital. 1, Roma), S. 165-184.
- GUELLEC, S., LAJAT, D., MASCLE, A., ROURE, F. und TARDY, M., 1990b: Deep seismic profiling and petroleum potential in the Western Alps; constraints with ECORS data, balanced cross sections and hydrocarbon modeling, *in* PINET, B. und BOIS, C. (Eds.): The potential of deep seismic profiling for hydrocarbon exploration; proceedings of the 5th IFP exploration and production research conference.- Paris, France, Editions Technip, S. 425-437.
- GUILFORD, J. P., 1965: Fundamental statistics in psychology and education, 4th Edition.- New York, McGraw-Hill, 605 S.
- GUILLAUME, S., 1966: Sur la paleogeographie du Jura au cretace moyen et superieur.- *Comptes Rendus Hebdomadaires des Seances de l'Academie des Sciences, Serie D: Sciences Naturelles*, v. 262(1), S. 40-41.
- GYGI, R. A., 1986: Eustatic sea level changes of the Oxfordian (Late Jurassic) and their effect documented in sediments and fossil assemblages of an epicontinental sea.- *Eclogae Geologicae Helvetiae*, v. 79(2), S. 455-491.
- HALBOUTY, M. T., KING, R. E., KLEMME, H. D., DOTT, R. H. und MEYERHOFF, A. A., 1970: World's giant oil and gas fields, geologic factors affecting their formation, and basin classification, part II, Factors affecting formation of giant oil and gas fields, and basin classification, *in* HALBOUTY, M. T. (Ed.): *Geology of giant petroleum fields*.- *Memoir - American Association of Petroleum Geologists*, Tulsa, OK, United States, American Association of Petroleum Geologists, S. 528-555.
- HAQ, B. U., HARDENBOL, J. und VAIL, P. R., 1987: Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic.- *Science*, v. 235(4793), S. 1156-1167.
- HARLAND, W. B., ARMSTRONG, R. L., COX, A. V., CRAIG, L. E., SMITH, A. G. und SMITH, D. G., 1990: A geologic time scale 1989.- Cambridge, United Kingdom, Cambridge University Press, 263 S.
- HIBBARD, M. J., 1995: Petrography to Petrogenesis.- Englewood Cliffs, NJ, United States, Prentice Hall, 587 S.
- HOLLAND, D. S., NUNAN, W. E., LAMMLEIN, D. R. und WOODHAMS, R. L., 1980: Eugene Island Block 330 Field, offshore Louisiana, *in* HALBOUTY, M. T. (Ed.): *Giant oil and gas*

- fields of the decade 1968-1978.- AAPG Memoir, Tulsa, OK, United States, American Association of Petroleum Geologists, S. 253-280.
- HOOIJBERG, M., 1997: Practical Geodesy Using Computers.- Berlin, Springer, 308 S.
- HORSFIELD, B., 1997: The Bulk Composition of First-Formed Petroleum in Source Rocks, *in* WELTE, D. H., HORSFIELD, B. und BAKER, D. R. (Eds.): Petroleum and basin evolution; insights from petroleum geochemistry, geology and basin modeling.- Berlin, Federal Republic of Germany, Springer, S. 335-402.
- HUNT, D. und TUCKER, M. E., 1993: Sequence stratigraphy of carbonate shelves with an example from the mid-Cretaceous (Urgonian) of Southeast France, *in* POSAMENTIER, H. W., SUMMERHAYES, C. P., HAQ, B. U. und ALLEN, G. P. (Eds.): Sequence stratigraphy and facies associations.- Special Publication of the International Association of Sedimentologists, Oxford, International, Blackwell, S. 307-341.
- HUNT, J. M., 1995: Petroleum Geochemistry and Geology.- New York, Freeman, 743 S.
- ISAAKS, E. H. und SRIVASTAVA, R. M., 1989: An introduction to applied geostatistics.- New York, Oxford University Press, 561 S.
- JAUPERT, C., 1984: On the thermal state of the earth, *in* DURAND, B. (Ed.): Thermal Phenomena in Sedimentary Basins.- Paris, Editions Technip, S. 5-9.
- JOHNSON, R. J. E., VAN, D. V. R. und LOWRIE, W., 1984: Paleomagnetism and late diagenesis of Jurassic carbonates from the Jura Mountains, Switzerland and France.- Geological Society of America Bulletin, v. 95(4), S. 478-488.
- JORDAN, P., NOACK, T. und WIDMER, T., 1990: The evaporite shear zone of the Jura Boundary Thrust; new evidence from Wisen Well (Switzerland), *in* JORDAN, P., NOACK, T., SCHMID, S. und BERNOULLI, D. (Eds.): The Hans Laubscher volume.- Eclogae Geologicae Helvetiae, Basel, Switzerland, Birkhaeuser Verlag, S. 525-542.
- KÄLIN, B., RYBACH, L. und KEMPTER, E. H. K., 1992: Rates of Deposition, Uplift and Erosion in the Swiss Molasse Basin, Estimated from Sonic- and Density-Logs.- Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing., v. 58/133, S. 9-22.
- KATZ, B. J., 1983: Limitations of "Rock-Eval" pyrolysis for typing organic matter.- Organic Geochemistry, v. 4(3-4), S. 195-199.
- KEMPTER, E. H. K., 1987: Fossile Maturität, Paläothermogradienten und Schichtlücken in der Bohrung Weiach im Lichte von Modellberechnungen der thermischen Maturität.- Eclogae geol. Helv., v. 80, S. 543-552.
- KINGSTON, D. R., DISHROON, C. P. und WILLIAMS, P. A., 1983a: Global basin classification system.- AAPG Bulletin, v. 67(12), S. 2175-2193.
- KINGSTON, D. R., DISHROON, C. P. und WILLIAMS, P. A., 1983b: Hydrocarbon plays and global basin classification.- AAPG Bulletin, v. 67(12), S. 2194-2198.
- KISCH, H. J., 1980: Illite crystallinity and coal rank associated with lowest-grade metamorphism of the Tavayanne greywacke in the Helvetic zone of the Swiss Alps.- Eclogae geol. Helv., v. 73, S. 753-777.
- KLEMME, H. D., 1980: Petroleum basins; classification and characteristics.- Journal of Petroleum Geology, v. 3(2), S. 187-207.
- KLEMMER, W. und SPRANZ, R., 1997: GIS-Projektplanung und Projektmanagement - Theorie und Praxis -.- Bonn, Wilfried Klemm Roland Spranz GbR, 325 S.

- KOCH, J., KUCKELKORN, K. und WEHNER, H., 1998: Zur Maturitätsentwicklung der Decken am Nordrand der Ostalpen.- Unveröffentlichter Abschlussbericht mit der Projekt-Nr. 0909/53208-16, Hannover, BGR, 129 S.
- KRUMM, H., PETSCHICK, R. und WOLF, M., 1988: From diagenesis to anchimetamorphism, upper Austroalpine sedimentary cover in Bavaria and Tyrol.- *Geodynamica Acta*, v. 2, S. 33-47.
- KÜBLER, B., PITTION, J.-L., HEROUX, Y., CHAROLLAIS, J. und WEIDMANN, M., 1979: Sur le pouvoir réflecteur de la vitrinite dans quelques roches du Jura, de la Molasse et des Nappes préalpines, helvétiques et penniques (Suisse occidentale et Haute-Savoie).- *Eclogae geol. Helv.*, v. 72, S. 347-373.
- KUCKELKORN, K., HILTMANN, W. und SCHWERD, K., 1990: Zur Maturität und Erdölbildung in den Allgäuer Alpen (1).- *Erdöl Erdgas Kohle*, v. 106, S. 7-11.
- KUCKELKORN, K., HILTMANN, W., SCHWERD, K., WEHNER, H. und SIMET, C., 1988: Zur Maturität und Erdölbildung in den Allgäuer Alpen - organopetrographische und geochemische Untersuchungen.- Unveröffentlichter Abschlussbericht zum BMFT-Forschungsvorhaben 03E-6246-A, Hannover, NLFB, 75 S.
- LARTER, S., 1989: Chemical models of vitrinite reflectance evolution, *in* POELCHAU, H. S. und MANN, U. (Eds.): *Geologic modeling; aspects of integrated basin analysis and numerical simulation*.- *Geologische Rundschau*, Berlin, Federal Republic of Germany, Springer International, S. 349-359.
- LAUBSCHER, H. P., 1961a: Die Fernschubhypothese der Jurafaltung.- *Eclogae geol. Helv.*, v. 52(1), S. 221-282.
- LAUBSCHER, H. P., 1961b: Die Zweiphasentheorie der Jurafaltung.- *Eclogae geol. Helv.*, v. 55(1), S. 1-22.
- LAUBSCHER, H. P., 1979: Elements of Jura kinematics and dynamics.- *Eclogae Geologicae Helveticae*, v. 72(2), S. 467-483.
- LAUBSCHER, H. P., 1986: The eastern Jura; relations between thin-skinned and basement tectonics, local and regional, *in* ANONYMOUS (Ed.): *Hans Cloos zum 100. Geburtstag*.- *Geologische Rundschau*, v. 75(3), Berlin, Springer International, S. 535-553.
- LITKE, R., BAKER, D. R. und RULLKÖTER, J., 1997: Deposition of Petroleum Source Rocks, *in* WELTE, D. H., HORSFIELD, B. und BAKER, D. R. (Eds.): *Petroleum and basin evolution; insights from petroleum geochemistry, geology and basin modeling*.- Berlin, Federal Republic of Germany, Springer, S. 271-334.
- LLIBOUTRY, L., 1999: *Quantitative Geophysics and Geology*.- London, Springer, 480 S.
- LOPATIN, N. V., 1971: Temperature and Geologic Time as Factors in Coalification.- *Akad. Nauk SSSR Izv. Ser. Geol.*, v. 3, S. 95-106.
- LOPATIN, N. V., 1976: K opredeleniyu vliyaniya temperatury i geologicheskogo vremeni na katageneticheskiye protsessy uglefikatsii i neftegazobrazovaniya (Determination of the influence exerted by temperature and geologic time upon catagenetic processes of coalification and oil and gas formation), *in* VASSOYEVICH, N. B. und TIMOFEYEV, P. P. (Eds.): *Issledovaniya organicheskogo veshchestva sovremennykh i iskopayemykh osadkov*.- Moscow, USSR, Izd. Nauka, S. 361-366.



- LOUP, B., 1992: Mesozoic subsidence and stretching models of the lithosphere in Switzerland (Jura, Swiss Plateau and Helvetic realm).- *Eclogae Geologicae Helvetiae*, v. 85(3), S. 541-572.
- LUCAZEAU, F. und LE DOUARAN, S., 1984: Numerical model of sediment thermal history comparison between the Gulf of Lion and the Viking Graben, *in* DURAND, B. (Ed.): *Thermal Phenomena in Sedimentary Basins*.- Paris, Editions Technip, S. 211-218.
- LUNINE, J. I., 1999: *Earth: Evolution of a Habitable World*.- Cambridge, Cambridge University Press, 319 S.
- MÄHLMANN, R. F., 1996: *Vitrinit Reflexion*.- Online im Internet, URL: <http://titan.minpet.unibas.ch/minpet/vorlesungen.cdc/analyt/mullis/vr.html>, 22.05.2006
- MANN, U., HANTSCH, T., SCHAEFER, R. G., KROOSS, B., LEYTHAEUSER, D., LITKE, R. und SACHSENHOFER, R. F., 1997: Petroleum Migration: Mechanisms, Pathways, Efficiencies, and Numerical Simulations, *in* WELTE, D. H., HORSFIELD, B. und BAKER, D. R. (Eds.): *Petroleum and basin evolution; insights from petroleum geochemistry, geology and basin modeling*.- Berlin, Federal Republic of Germany, Springer, S. 403-520.
- MCKENZIE, D., 1978: Some remarks on the development of sedimentary basins.- *Earth and Planet Science letters*, v. 40, S. 25-32.
- MCMANUS, J., 1999: *Upper Palaeozoic and Cenozoic History*.- Online im Internet, URL: <http://www.st-andrews.ac.uk/academic/gg/intranet/gl3020.html>, 22.05.2006
- MONNIER, F., 1982: Thermal diagenesis in the Swiss molasse basin: implications for oil generation.- *Can. J. Earth Sci.*, v. 19, S. 328-342.
- MOSAR, J., 1988: Métamorphisme transporté dans les Préalpes.- *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, v. 68, S. 77-94.
- MOSS, S. J., 1992: Organic maturation in the French Subalpine Chains: regional differences in burial history and the size of tectonic loads.- *J. geol. Soc. London*, v. 149, S. 503-515.
- MUGNIER, J. L. und VIALON, P., 1986: Deformation and displacement of the Jura cover on its basement.- *Journal of Structural Geology*, v. 8, S. 373-387.
- NIELSEN, S. B., BARTH, T., BURNHAM, A. K. und SWEENEY, J. J., 1991: A chemical kinetic model of vitrinite maturation and reflectance; discussion and reply.- *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 55(2), S. 639-644.
- NOETH, S., THOMSEN, R. O. und LITKE, R., 2002: A method for assessing statistical significance and uncertainties for calibration of 1-D thermal basin maturation models.- *AAPG Bulletin*, v. 86(3), S. 417-431.
- ORR, W. L., 1983: Comments on pyrolytic hydrocarbon yields in source-rock evaluation, *in* BJOROBY, M., ALBRECHT, C., CORNFORD, C., DE, G. K., EGLINTON, G., GALIMOV, E., LEYTHAEUSER, D., PELET, R., RULLKOETTER, J. und SPEERS, G. (Eds.): *Advances in organic geochemistry, 1981*.- Proceedings of the International Meeting on Organic Geochemistry, Chichester-New York, International, Wiley & Sons, S. 775-782.
- OTTO, S., 1994: *Bresse-Valence basin & Jura Foldbelt*.- Basin Monitor, Genf, Petroconsultants S.A. (unveröffentlicht).
- PAVONI, N., 1961: Faltung durch Horizontalverschiebung.- *Eclogae geol. Helv.*, v. 54(2), S. 515-534.

- PAXTON, S. T., SZABO, J. O., AJDUKIEWICZ, J. M. und KLIMENTIDIS, R. E., 2002: Construction of an intergranular volume compaction curve for evaluating and predicting compaction and porosity loss in rigid-grain sandstone reservoirs.- *AAPG Bulletin*, v. 86(12), S. 2047-2067.
- PEBESMA, E. J., 2003: Gstat: Multivariable Geostatistics for S, *in* HORNIK, K., LEISCH, F. und ZEILEIS, A. (Eds.): *Proceedings of the 3rd International Workshop on Distributed Statistical Computing (DSC 2003)*.- Wien, DSC-2003, S. 1-12.
- PEBESMA, E. J. und WESSELING, C. G., 1998: Gstat, a program for geostatistical modelling, prediction and simulation.- *Computers & Geosciences*, v. 24(1), S. 17–31.
- PERRIER, R. und QUIBLIER, J., 1974: Thickness Changes in Sedimentary Layers During Compaction History; methods for Quantitative Evaluation.- *AAPG Bulletin*, v. 58(3), S. 507-520.
- PETERS, K. E., 1986: Guidelines for evaluating petroleum source rock using programmed pyrolysis.- *AAPG Bulletin*, v. 70(3), S. 318-329.
- PETSCHICK, R. und FERREIRO MÄHLMANN, R., 1992: Paleogeothermal history of the Northern Calcareous Alps (western section) - geodynamic consequences.- Graz, Austria, Terra Nova Abstract Supplement 2, ALCAPA meeting, 52-53 S.
- PEYAUD, J.-B., BARBARAND, J., CARTER, A. und PAGEL, M., 2005: Mid-Cretaceous uplift and erosion on the northern margin of the Ligurian Tethys deduced from thermal history reconstruction.- *International Journal of Earth Sciences*, v. 94(3), S. 462-474.
- PICKARD, G. L., 1964: *Descriptive Physical Oceanography*.- Oxford, Pergamon Press, 214 S.
- PITMAN, E. D. und ANDREWS, J. A., 1985: Subsidence and thermal history of small pull apart basins., *in* BIDDLE, K. T. und CHRISTIE-BLICK, N. (Eds.): *Strike-slip deformation, basin evolution and sedimentation*.- Special Publication - Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, S. 45-119.
- PLATTE RIVER ASSOCIATES, 1995: *BasinMod 1-D for Windows*.- Denver, Platte River Associates, Inc., getr. Zähl. S.
- POELCHAU, H. S., BAKER, D. R., HANTSCHER, T., HORSFIELD, B. und WYGRALA, B., 1997: Basin simulation and the design of the conceptual basin model, *in* WELTE, D. H., HORSFIELD, B. und BAKER, D. R. (Eds.): *Petroleum and basin evolution; insights from petroleum geochemistry, geology and basin modeling*.- Berlin, Federal Republic of Germany, Springer, S. 3-70.
- RADKE, M., HORSFIELD, B., LITKE, R. und RULLKÖTER, J., 1997: Maturation and Petroleum Generation, *in* WELTE, D. H., HORSFIELD, B. und BAKER, D. R. (Eds.): *Petroleum and basin evolution; insights from petroleum geochemistry, geology and basin modeling*.- Berlin, Federal Republic of Germany, Springer, S. 169-230.
- RANGHEARD, Y., DEMARCQ, G., MULLER, C., POIGNANT, A. und PHARISAT, A., 1990: Donnees nouvelles sur le Burdigalien du Jura interne; paleobiologie, biostratigraphie et evolution structurale.- *Bulletin de la Societe Geologique de France, Huitieme Serie*, v. 6(3), S. 479-486.
- R-DEVELOPMENT-CORE-TEAM, 2005: R: A language and environment for statistical computing.- Online im Internet, URL: <http://www.R-project.org>, 22.05.2006

- RIGASSI, D. A., 1990: Some continental throughs and grabens, abortive rifts and pseudorifts of Western Europe: an essay, *in* GRUNAU, H. (Ed.): Rift Systems.- Genf, Petroconsultants S.A. (unveröffentlicht).
- ROBERT, P., 1985: Histoire géothermique et diagenèse organique.- Pau, Bull. Cent. Rech. Expl.-Prod. Elf-Aquitaine, Mém.8.
- ROBERT, P., 1988: Organic Metamorphism and Geothermal History.- Dordrecht, Elf-Aquitaine and Reidel Publishing, 311 S.
- ROEDER, D., 1993: Angewandte Geodynamik / Bilanzierte Profile (Ein Sonderkurs für Erdwissenschaftler an der Ludwig-Maximilians-Universität München, 21. bis 25. März 1993).- unveröffentlicht, 18 S.
- ROUX, M., BOURSEAU, J. P., BAS T, DUMONT, T., DE GRACIANSKY, P. C., LEMOINE, M. und RUDKIEWICZ, J. L., 1988: Bathymetric evolution of the Tethyan margin in the Western Alps (data from stalked crinoids); a reappraisal of eustatism problems during the Jurassic.- Bulletin de la Societe Geologique de France, Huitieme Serie, v. 4(4), S. 633-641.
- ROYDEN, L. und KEEN, C. E., 1980: Rifting process and thermal evolution of the continental margin of eastern Canada determined from subsidence curves.- Earth and Planetary Science Letters, v. 51, S. 343-361.
- RYBACH, L., 1986: Amount and significance of radioactive heat sources in sediments, *in* BURRUS, J. (Ed.): Thermal Modelling in Sedimentary Basins, IFP Research Conferences in Exploration.- Paris, Editions Technip, S. 311-322.
- SAMBETH, U. und PAVONI, N., 1988: A seismotectonic investigation in the Geneva Basin, southern Jura Mountains.- Eclogae Geologicae Helvetiae, v. 81(2), S. 433-440.
- SAURER, H. und BEHR, F.-J., 1997: Geographische Informationssysteme. Eine Einführung.- Darmstadt, Wiss. Buchges., 235 S.
- SCHEGG, R., 1992a: Coalification, shale diagenesis and thermal modelling in the Alpine foreland basin; the western Molasse Basin (Switzerland/ France), *in* POTTER, J., MARCHIONI, D. L. und GOODARZI, F. (Eds.): Collected papers from the Seventh annual meeting of the Society for Organic Petrology.- Organic Geochemistry, Oxford-New York, International, Pergamon, S. 289-300.
- SCHEGG, R., 1992b: Thermal maturity of the Swiss Molasse Basin: Indications for paleogeothermal anomalies?- Eclogae geol. Helv., v. 85, S. 745-764.
- SCHEGG, R., 1993: Thermal maturity and history of sediments in the North Alpine Foreland Basin (Switzerland, France).- Publications du Département de Géologie et de Paléontologie 15, Université de Genève, Suisse.
- SCHEGG, R., LEU, W., CORNFORD, C. und ALLEN, P. A., 1997: New coalification profiles in the Molasse Basin of Western Switzerland: Implications for the thermal and geodynamic evolution of the Alpine Foreland.- Eclogae Geologicae Helvetiae, v. 90(1), S. 79-96.
- SCHENK, H. J., HORSFIELD, B., KROOSS, B., SCHAEFER, R. G. und SCHWOCHAU, K., 1997: Kinetics of Petroleum Formation and Cracking, *in* WELTE, D. H., HORSFIELD, B. und BAKER, D. R. (Eds.): Petroleum and basin evolution; insights from petroleum geo-

- chemistry, geology and basin modeling.- Berlin, Federal Republic of Germany, Springer, S. 231-270.
- SCHLUMBERGER, 1991: Log Interpretation Principles / Applications.- Houston / Texas, Schlumberger Educational Services, getr. Zähl. S.
- SCLATER, J. G. und CHRISTIE, P. A. F., 1980: Continental stretching; an explanation of the post-Mid-Cretaceous subsidence of the central North Sea basin.- *Journal of Geophysical Research*, v. 85(B7), S. 3711-3739.
- SELLEY, R. C. und MORRILL, D. C., 1983a: GL101 - Basic Concepts of Petroleum Geology.- *Fundamentals of Petroleum Geology*, Boston, International Human Resources Development Corporation, 90 S.
- SELLEY, R. C. und MORRILL, D. C., 1983b: GL102 - Physical and Chemical Properties of Hydrocarbons.- *Fundamentals of Petroleum Geology*, Boston, International Human Resources Development Corporation, 62 S.
- SELLEY, R. C. und MORRILL, D. C., 1983c: GL104 - Generation and Migration of Hydrocarbons.- *Fundamentals of Petroleum Geology*, Boston, International Human Resources Development Corporation, 101 S.
- SELLEY, R. C. und MORRILL, D. C., 1983d: GL105 - The Reservoir.- *Fundamentals of Petroleum Geology*, Boston, International Human Resources Development Corporation, 142 S.
- SELLEY, R. C. und MORRILL, D. C., 1983e: GL106 - The Trap.- *Fundamentals of Petroleum Geology*, Boston, International Human Resources Development Corporation, 116 S.
- SETTLES, E. K., 1999: Paläomagnetische Untersuchungen an jurassischen Sedimenten des Stablen Europa: Implikationen für die scheinbare Polwanderkurve Europas und Rotationen innerhalb des Kontinents.- München, Dissertation Ludwig-Maximilians-Universität, 134 S.
- SIGNER, C., 1992: Interprétation sismique structurale et sismostratigraphique entre Jura et front alpin dans la région genevoise.- *Diplôme, Dép. de Géologie et Paléontologie*, Université de Genève (unpubl.).
- SKELTON, P. (Ed.), 2003: *The Cretaceous World*.- The Open University, Cambridge, Cambridge University Press, 360 S.
- STACH, E., 1982: *Textbook of coal petrology*.- Berlin, Stuttgart, Borntraeger, 535 S.
- STEPHENSON, L. P., 1977: Porosity dependence on temperature; limits on maximum possible effect.- *AAPG Bulletin*, v. 61(3), S. 407-415.
- STRASSER, A., 1987: Detaillierte Sequenzstratigraphie und ihre Anwendung; Beispiel aus dem Purbeck des schweizerischen und französischen Jura, *in* ANONYMOUS (Ed.): *Beiträge der 2. Tagung deutschsprachiger Sedimentologen*.- Facies, Erlangen, Federal Republic of Germany, Institut fuer Palaeontologie der Universitaet Erlangen-Nuernberg, S. 237-244.
- STRASSER, A., 1988: Shallowing-upward sequences in Purbeckian peritidal carbonates (lowermost Cretaceous, Swiss and French Jura Mountains).- *Sedimentology*, v. 35(3), S. 369-383.
- STRASSER, A. und DAVAUD, E., 1986: Facies sequences in peritidal carbonates (Purbeckian, Swiss and French Jura Mountains), *in* ANONYMOUS (Ed.): *Sediments down-under*;

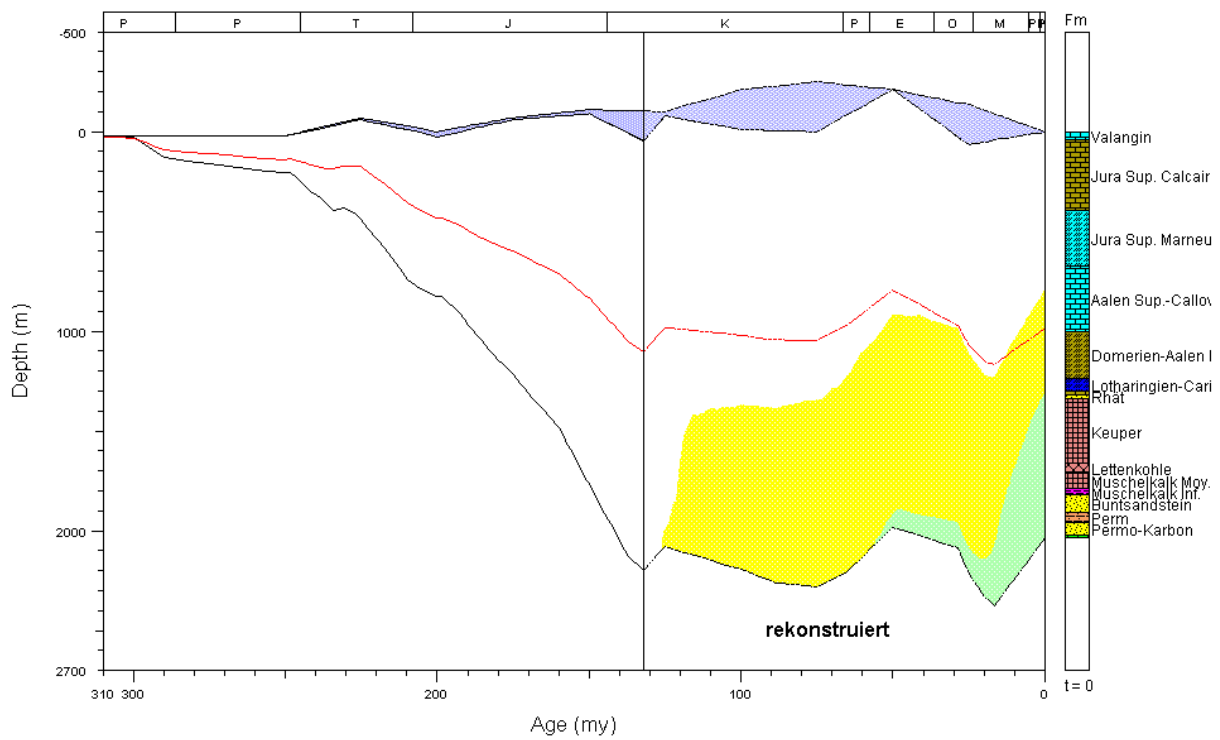
- 12th international sedimentological congress.- Canberra, Australia, Bur. Miner. Resour., Geol. and Geophys., S. 289.
- STROHMENGER, C., DEVILLE, Q. und FOOKES, E., 1991: Kimmeridgian/ Tithonian eustacy and its imprints on carbonate rocks from the Dinaric and the Jura carbonate platforms.- Bulletin de la Societe Geologique de France, Huitieme Serie, v. 162(4), S. 661-671.
- STÜWE, K., 2000: Geodynamik der Lithosphäre.- Berlin, Springer, 405 S.
- SUZUKI, N., MATSUBAYASHI, H. und WAPLES, D. W., 1993: A simpler kinetic model of Vitrinite reflectance.- AAPG Bulletin, v. 77(9), S. 1502-1508.
- SWEENEY, J. und BURNHAM, A. K., 1990: Evaluation of a simple model of vitrinite reflectance based on chemical kinetics.- AAPG Bulletin, v. 74(10), S. 1559-1570.
- TAYLOR, S. R., 1992: The Origin of the Earth, in BROWN, G., HAWKESWORTH, C. und WILSON, C. (Eds.): Understanding the Earth.- Cambridge, Cambridge University Press, S. 25-43.
- TEICHMÜLLER, M. und R., T. (Eds), 1978: Coalification studies in the Alps.- Alps, Apennines, Hellenides, Scient. Report 38, 49-55 S.
- THOMSEN, R. O. und LERCHE, I., 1997: The influence of timescales in basin modeling calculations.- Computers & Geosciences, v. 23(1), S. 33-44.
- THOMSON, A., 1982: Preservation of porosity in the deep Woodbine/ Tuscaloosa trend, Louisiana.- JPT. Journal of Petroleum Technology, v. 34(5), S. 1156-1162.
- TISSOT, B. P. und WELTE, D. H., 1984: Petroleum formation and occurrence.- Berlin-Heidelberg-New York-Tokyo, Springer-Verlag, 699 S.
- TOBIN, R. C. und CLAXTON, B. L., 2000: Multidisciplinary thermal maturity studies using vitrinite reflectance and fluid inclusion microthermometry: A new calibration of old techniques.- AAPG Bulletin, v. 84(10), S. 1647-1665.
- TODOROV, I., SCHEGG, R. und WILDI, W., 1993: Thermal maturity and modelling of Mesozoic and Cenozoic sediments in the south of the Rhine Graben and the eastern Jura (Switzerland).- Eclogae Geologicae Helvetiae, v. 86(3), S. 667-692.
- TRIBOVILLARD, N. P., GORIN, G., HOPFGARTNER, G., MANIVIT, H. und BERNIER, P., 1991: Conditions de depot et matiere organique en milieu lagunaire d'age kimmeridgien du Jura meridional francais (resultats preliminaires), in PAVONI, N. und BERNOUILLI, D. (Eds.): Mantle structure and geotectonics.- Eclogae Geologicae Helvetiae, Basel, Switzerland, Birkhaeuser Verlag, S. 441-461.
- TRIBOVILLARD, N. P., GORIN, G. E., BELIN, S., HOPFGARTNER, G. und PICHON, R., 1992: Organic-rich biolaminated facies from a Kimmeridgian lagoonal environment in the French southern Jura Mountains; a way of estimating accumulation rate variations.- Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 99(1-2), S. 163-177.
- TRUFFERT, C., BURG, J. P., CAZES, M., BAYER, R., DAMOTTE, B. und REY, D., 1990: Structures crustales sous le Jura et la Bresse: contraintes sismiques et gravimétriques le long des profils ECORS Bresse-Jura et Alpes II, in ROURE, F., HEITZMANN, P. und POLINO, R. (Eds.): Deep Structure of the Alps.- Mém. Soc. géol. Fr. 156, Paris (Mém. Soc. géol. suisse 1, Zürich, Vol. spec. Soc. Geol. Ital. 1, Roma), S. 157-164.
- TRÜMPY, R., 1980: Geology of Switzerland, a Guide-Book, Part A: An Outline of the Geology of the Switzerland.- Wepf, Basel, Schweiz. Geol. Komm., 104 S.

- TURCOTTE, D. L. und SCHUBERT, G., 2002: Geodynamics. Second Edition.- Cambridge, Cambridge University Press, 456 S.
- UNGERER, P., ESPITALIE, J., MARQUIS, F. und DURAND, B., 1986: Use of kinetic models of organic matter evolution for the reconstruction of paleotemperatures; application to the case of the Gironville Well (France), *in* BURRUS, J. (Ed.): Thermal modeling in sedimentary basins.- Paris, France, Ed. Technip, S. 531-546.
- USGS, 2001: GTOPO.- Online im Internet, URL:  
<http://edc.usgs.gov/products/elevation/gtopo30/gtopo30.html>, 22.05.2006
- VAN DER VOO, R., 1990: Phanerozoic paleomagnetic poles from Europe and North America and comparisons with continental reconstructions.- *Reviews of Geophysics*, v. 28, S. 167-206.
- VELD, H., FERMONT, W. J. J. und JEGERS, L. F., 1993: Organic petrological characterization of Westphalian coals from the Netherlands; correlation between Tmax, vitrinite reflectance and hydrogen index, *in* STOUT, S. A. und HOWER, J. C. (Eds.): Collected papers from the ninth annual meeting of the Society for Organic Petrology.- Organic Geochemistry, Oxford-New York, International, Pergamon, S. 659-675.
- VON HERZEN, R. P. und HELWIG, J. A., 1984: Geothermal heat flux determined from cost wells on the Atlantic continental margin, *in* DURAND, B. (Ed.): Thermal Phenomena in Sedimentary Basins.- Paris, Editions Technip, S. 219-220.
- WALTER, R., 1992: Geologie von Mitteleuropa.- Stuttgart, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 562 S.
- WALTHAM, D., TABERNER, C. und DOCHERTY, C., 2000: Error Estimation in Decompacted Subsidence Curves.- *AAPG Bulletin*, v. 84(8), S. 1087-1094.
- WAPLES, D. W., 1980: Time and Temperature in Petroleum Formation: Application of Lopatin's Method to Petroleum Exploration.- *AAPG Bulletin*, v. 64(6), S. 916-926.
- WATTS, T., 1992: The Formation of Sedimentary Basins, *in* BROWN, G., HAWKESWORTH, C. und WILSON, C. (Eds.): Understanding the Earth.- Cambridge, Cambridge University Press, S. 301-324.
- WELTE, D. H. und YALCIN, M. N., 1987: Formation and occurrence of petroleum in sedimentary basins as deduced from computer-aided basin modelling, *in* KUMAR, R. K., DWIVEDI, P., BANERJIE, V. und GUPTA, V. (Eds.): Petroleum geochemistry and exploration in the Afro-Asian region.- Rotterdam, Netherlands, A. A. Balkema Publ., S. 17-23.
- WELTE, D. H., HORSFIELD, B. und BAKER, D. R., 1997: Petroleum and basin evolution; insights from petroleum geochemistry, geology and basin modeling.- Berlin, Federal Republic of Germany, Springer, 559 S.
- WERNLI, R. und SEPTFONTAINE, M., 1971: Micropaleontologie comparee du Dogger du Jura meridional (France) et des Prealpes Medianes Plastiques romandes (Suisse).- *Eclogae Geologicae Helveticae*, v. 64(3), S. 437-458.
- WILDI, W. und HUGGENBERGER, P., 1993: Reconstitution de la plate-forme europeenne anteorogonique de la Bresse aux Chaines subalpines; elements de cinematique alpine (France et Suisse occidentale).- *Eclogae Geologicae Helveticae*, v. 86(1), S. 47-64.

- WILDI, W., FUNK, H., LOUP, B., AMATO, E. und HUGGENBERGER, P., 1989: Mesozoic subsidence history of the European marginal shelves of the Alpine Tethys (Helvetic realm, Swiss Plateau and Jura).- *Eclogae Geologicae Helvetiae*, v. 82(3), S. 817-840.
- WILDI, W., BLONDEL, T., CHAROLLAIS, J., JAQUET, J.-M. und WERNLI, R., 1991: Tectonique en rampe latérale à la terminaison occidentale de la Haute-Chaine du Jura.- *Eclogae geol. Helv.*, v. 84, S. 265-277.
- WOLF, M. und HAGEMANN, H. W., 1987: Inkohlung und Geothermik in meso- und paläozoischen Sedimenten der Nordschweiz und Vergleich zu Inkohlungsdaten aus Süddeutschland.- *Eclogae geol. Helv.*, v. 80, S. 535-542.
- WYGRALA, B. P., 1989: Integrated study of an oil field in the southern Po Basin, northern Italy.- *Berichte der Kernforschungsanlage Jülich*, v. 2313, Jülich, Zentralbibliothek der Kernforschungsanlage Jülich.
- YALCIN, M. N., LITKE, R. und SACHSENHOFER, R. F., 1997: Thermal history of sedimentary basins, *in* WELTE, D. H., HORSFIELD, B. und BAKER, D. R. (Eds.): *Petroleum and basin evolution; insights from petroleum geochemistry, geology and basin modeling.*- Berlin, Federal Republic of Germany, Springer, S. 71-167.
- ZEHNDER, C. A., 1998: *Informationssysteme und Datenbanken.*- Stuttgart, Teubner, 335 S.
- ZIEGLER, P. A., 1990: *Geological atlas of Western and Central Europe.*- Den Haag / Niederlande, Shell International Petroleum Maatschappij B.V., 239 S.

# Anhang

## Esssavilly 101



## GIS-gestützte Beckenanalyse am Beispiel des Französischen Juragebirges

Christian Strobl

2007





## Inhaltsverzeichnis

Anhang A - Bohrlochverzeichnis .....	1
Anhang B - Tabelle der Messwerte für TOC ( $C_{org}$ ), Rock Eval-Pyrolyse und Vitrinit-Reflexion..	4
Anhang C - Tabelle der ausgewerteten Messwerte für TOC ( $C_{org}$ ) und Rock Eval-Pyrolyse .....	12
Anhang D - Subsidenzanalyse und Backstripping.....	17
Anhang E - Grundlagen der Wärmelehre.....	24
Anhang F - Das Lopatin-Modell.....	27
Anhang G - Das VITRIMAT-Modell nach BURNHAM und SWEENEY (1989).....	32
Anhang H - Das EASY% $R_0$ -Modell nach SWEENEY und BURNHAM (1990).....	37
Anhang I - Das SIMPLE- $R_0$ -Modell nach SUZUKI et al. (1993).....	43
Anhang J - Tabelle der lithologischen Eigenschaften.....	47
Anhang K - Chronostratigraphie.....	53
Anhang L - Eustatische Meeresspiegelschwankungen .....	57
Anhang M - Subsidenzkurven .....	58
Anhang N - Sensitivitätsanalyse am Beispiel der Bohrung Chatelblanc 1R.....	73
Anhang O - Geostatistik .....	76
Anhang P - Initiale Subsidenz nach MCKENZIE (1978).....	81
Anhang Q - Thermische Subsidenz nach MCKENZIE (1978).....	92
Literaturverzeichnis .....	95



## Anhang A - Bohrlochverzeichnis

INDEX	NAME	KEY	BETREIBER	LÄNGE	BREITE	HÖHE NN	DATUM	TIEFE	SOHLSCHICHT	DATENTYP
1	Bonboillon1	BO1	unbekannt	5°41'E	47°19'N	282	20.10.57	1132	Perm	L
2	Bonlieu1	BLU1	BP	6°03'E	49°17'N	803	08.05.82	1868	Grundgebirge	L, V
3	Briod102b	BD102B	REPLOR	5°37'E	46°39'N	535	11.09.82	727	Muschelkalk	LF
4	Briod103	BD103	RAP	5°37'E	46°39'N	545	21.06.55	922	Perm	LF, L
5	Briod104	BD104	unbekannt	5°37'E	46°40'N	537	26.08.55	703	Muschelkalk	LF
6	Briod105	BD105	unbekannt	5°36'E	46°39'N	543	17.10.55	722	Muschelkalk	LF
7	Brizon1	BZ1	EURAFREP	6°26'E	46°02'N	1334	10.06.87	4416	Buntsandstein	V
8	Buez1	BU1	COPEFA	6°24'E	47°16'N	687	19.06.61	1200	Grundgebirge	LF, L
9	Bugey101	BY101	unbekannt	5°25'E	46°01'N	303	27.03.56	596	Tertiär	LF, L
10	Bugey102	BY102	unbekannt	5°27'E	46°01'N	360	23.04.56	278	Jura	LF, L
11	Chailluz1	CA1	SNPA	6°02'E	47°19'N	395	15.07.58	831	Keuper	L
12	Chaleyriat1	CHL1	ESSOREP	5°33'E	46°02'N	811	30.05.89	1370	Permokarbon	V
13	Champvans1	CH1	SAFREP	5°55'E	47°14'N	309	01.10.57	688	Perm	LF, L
14	Chapery1	CHY1	ESSOREP	6°02'E	45°50'N	612	24.03.70	4161	Karbon	LF, L, V
15	Charmont1	CMT1	ESSOREP	5°39'E	46°12'N	947	01.10.91	1792	Permokarbon	DP
16	Chatelblanc1R	CHA1R	SHELLFR	6°06'E	46°40'N	1022	01.10.78	2672	Perm	L
17	Chatillon1D	CHT1	ESSOREP	5°33'E	46°02'N	907	09.08.91	1620	Perm	DP
18	Cordonnet1	CO1	SNPA	5°58'E	47°26'N	375	17.03.58	912	Buntsandstein	L, V
19	Crancot101	CC101	RAP	5°37'E	46°40'N	539	24.05.61	852	Buntsandstein	LF, L
20	Crancot2	CC2	EURAFREP	5°38'E	46°41'N	518	07.11.86	708	Muschelkalk	V
21	Essavilly101	ESSA101	SNPA3	6°04'E	46°47'N	792	26.08.64	2067	Grundgebirge	LF, L
22	Eternoz1	ET1	COPEFA	6°00'E	47°00'N	524	09.02.60	2500	Perm	LF, L
23	Faucigny1	FAY1	ESSOREP	6°22'E	46°07'N	761	05.08.69	4951	Permokarbon	L, V
24	FrasneleChateau1	FA1	SNPA	5°54'E	47°27'N	280	14.04.58	1079	Grundgebirge	LF, L
25	Frontenay101	FY101	RAP	5°37'E	46°47'N	397	03.07.64	441	Muschelkalk	L
26	Gendrey1	GE1	SNPA	5°45'E	47°13'N	302	02.01.58	675	Perm	LF, L

Anhang A - Bohrlochverzeichnis

INDEX	NAME	KEY	BETREIBER	LÄNGE	BREITE	HÖHE NN	DATUM	TIEFE	SOHLSCHICHT	DATENTYP
27	Gendrey2	GE2	SNPA	5°41'E	47°12'N	300	06.02.58	586	Grundgebirge	LF, L
28	Gex04	GX04	SFPBP	5°59'E	46°10'N	410	26.10.82	292	Kreide	V
29	Humilly1	HU1	SNPA	6°00'E	46°05'N	644	31.01.58	905	Kreide	LF, L
30	Humilly2	HU2	SNPA3	6°01'E	46°06'N	500	01.10.68	3051	Karbon	LF, L, V
31	Jura101	JR101	RAP	5°24'E	46°19'N	568	10.06.50	1621	Keuper	LF, L, V
32	Jura102	JR102	RAP	5°20'E	46°08'N	343	14.04.51	688	Jura	LF, L, V
33	Jura103	JR103	RAP	5°23'E	46°18'N	410	13.07.51	773	Kreide	LF, L, V
34	Jura104	JR104	RAP	5°35'E	46°46'N	238	07.10.51	273	Muschelkalk	LF, L
35	Jura105	JR105	RAP	5°36'E	46°48'N	315	23.11.51	514	Perm	LF, L
36	Jura106	JR106	RAP	5°40'E	46°48'N	368	11.02.52	369	Muschelkalk	LF
37	Jura109	JR109	RAP	5°35'E	46°46'N	293	25.04.52	332	Muschelkalk	LF, L
38	Jura110	JR110	RAP	5°37'E	46°48'N	321	07.03.52	613	Perm	LF, L
39	Jura111	JR111	RAP	5°36'E	46°45'N	249	31.05.52	341	Muschelkalk	LF
40	Jura112	JR112	RAP	5°35'E	46°45'N	255	07.07.52	289	Muschelkalk	LF, L
41	Jura114	JR114	RAP	5°35'E	46°42'N	323	04.10.52	371	Muschelkalk	LF, L
42	Jura115	JR115	RAP	5°34'E	46°40'N	280	28.10.52	334	Muschelkalk	LF, L
43	LaBalmel	LBL1	EURAFREP	6°25'E	46°06'N	446	17.08.90	1840	Kreide	V
44	LaChandeliere1D	LCD1D	ESSOREP	5°34'E	46°01'N	832	03.11.89	1656	Grundgebirge	V
45	LaPeyrouse1	LPY1	EURAFREP	5°37'E	46°42'N	362	30.10.85	366	Keuper	V
46	LaTailla1	LTA1	ESSOREP	5°53'E	45°46'N	475	15.08.75	3557	Perm	L, V
47	Laveron1	LVN1	PREPA	6°10'E	46°45'N	1080	17.09.59	2485	Buntsandstein	LF, L
48	LonsleSaunier101	LS101	RAP	5°34'E	46°41'N	331	02.08.57	281	Muschelkalk	LF, L
49	LonsleSaunier102	LS102	RAP	5°34'E	46°40'N	306	30.08.57	342	Muschelkalk	LF, L
50	LonsleSaunier103	LS103	RAP	5°33'E	46°40'N	265	05.10.57	334	Muschelkalk	LF, L
51	LonsleSaunierSud101	LSS101	RAP	5°33'E	46°39'N	331	14.12.64	377	Muschelkalk	LF, L
52	Macornay101	MAY101	RAP	5°32'E	46°38'N	277	19.07.64	325	Muschelkalk	LF, L
53	Mazerolles(Safrep)1	MA1	SAFREP	5°52'E	47°14'N	224	18.11.57	523	Perm	LF, L
54	Messery1	ME1	PREPA	6°17'E	46°20'N	425	05.04.58	738	Kreide	LF, L
55	Miserey1	MI1	SAFREP	5°58'E	47°16'N	303	30.06.57	1014	Perm	LF, L
56	Miserey2	MI2	SAFREP	5°58'E	47°16'N	292	06.04.60	379	Muschelkalk	LF, L
57	Montbarrey1	MB1	SAFREP	5°41'E	46°59'N	226	19.08.59	1454	Perm	LF, L
58	Montbouton1	MON1	PREPA	6°55'E	47°28'N	551	18.01.58	1130	Perm	LF, L
59	MontdeBoisy1	MDB1	PREPA	6°20'E	46°18'N	679	26.05.59	1954	Kreide	LF, L
60	MontrondleChateau1	MRC1	SNEA(P)	6°03'E	47°08'N	446	04.11.83	888	Muschelkalk	V
61	Moutherot1	MO1	SAFREP	5°43'E	47°14'N	302	02.07.57	1488	Grundgebirge	LF, L
62	Musieges1	MU1	PREPA	5°57'E	46°01'N	465	17.02.62	2083	Jura	LF, L
63	Oiselay1	OS1	SAFREP	5°58'E	47°27'N	394	18.05.58	840	Perm	LF, L

Anhang A - Bohrlochverzeichnis

INDEX	NAME	KEY	BETREIBER	LÄNGE	BREITE	HÖHE NN	DATUM	TIEFE	SOHLSCHICHT	DATENTYP
64	Orsans1	ORS1	SNPA	6°24'E	47°14'N	558	18.08.74	1036	Grundgebirge	LF, L, V
65	Perrigny101	PY101	EURAFREP	5°36'E	46°40'N	558	08.01.85	694	Muschelkalk	V
66	Poisoux1	PSX1	SNPA3	5°22'E	46°22'N	471	20.02.69	2521	Grundgebirge	LF, L, V
67	Presilly111	DP111	unbekannt	5°28'E	46°53'N	490	20.10.64	1270	Perm	LF, L
68	Publy101	PU101	RAP	5°38'E	46°38'N	530	08.03.61	957	Buntsandstein	LF, L
69	Risoux 1	RSX1	Middleland Oil Co	6°08'E	46°36'N	1350	03.10.60	1958	Jura	DP
70	Saleve1	SA1	PREPA	6°11'E	46°02'N	840	03.06.59	1085	Tertiär	LF, L
71	Saleve2	SA2	PREPA	6°11'E	46°02'N	813	09.11.60	1985	Kreide	LF, L
72	Saugeot1	SGT1	PREPA	5°48'E	46°35'N	645	30.09.62	1307	Keuper	LF, L
73	Savoie101	SV101	RAP	6°01'E	45°51'N	615	20.11.51	2064	Kreide	LF, L
74	Savoie104	SV104	RAP	6°01'E	45°52'N	503	03.09.52	1903	Kreide	LF, L
75	Savoie105	SV105	RAP	6°02'E	45°52'N	502	14.02.53	691	Jura	LF, L
76	Savoie106	SV106	RAP	5°53'E	45°56'N	341	11.07.53	2133	Keuper	LF, L
77	Savoie107	SV107	RAP	5°52'E	45°52'N	920	12.06.54	2116	Jura	LF, L
78	Savoie108	SV108	RAP	6°03'E	45°55'N	567	07.05.56	1261	Tertiär	LF, L
79	Savoie109	SV109	RAP	6°03'E	45°56'N	510	07.09.59	1207	Kreide	LF, L
80	Thesyl	THY1	SHELLREX	5°55'E	46°54'N	703	25.05.72	1161	Grundgebirge	LF, L, V
81	Toillon1	TO1	PREPA	6°01'E	46°42'N	844	01.06.58	1573	Keuper	LF, L
82	Valempoulieres001	VAL001	PREPA	5°52'E	46°49'N	654	12.04.61	1421	Grundgebirge	LF, L
83	Valempoulieres002	VAL002	PREPA	5°51'E	46°48'N	640	11.12.62	1252	Buntsandstein	LF, L
84	Valempoulieres003	VAL003	SNPA	5°51'E	46°48'N	633	23.05.64	805	Keuper	LF, L
85	Valempoulieres101	VAL101	RAP	5°52'E	46°49'N	655	27.08.64	1076	Muschelkalk	LF, L
86	Valempoulieres102	VAL102	RAP	5°50'E	46°49'N	632	08.11.64	970	Muschelkalk	LF, L
87	Velesmes1	VE1	SAFREP	5°40'E	47°25'N	246	15.06.59	1253	Perm	LF, L
88	VellerotlesBelvoir1	VLB1	FRANCREP	6°36'E	47°21'N	819	13.06.61	950	Muschelkalk	LF, L
89	Vevy101	VV101	RAP	5°38'E	46°39'N	522	14.04.61	918	Buntsandstein	LF, L

**Datentypen:** LF = Log Fundamental

L = Log

DP = Database Petroconsultans

V = Veröffentlichung

## Anhang B - Tabelle der Messwerte für TOC (C<sub>org</sub>), Rock Eval-Pyrolyse und Vitrinit-Reflexion

NR	WELLID	STRATIGRAPHIE	TIEFE (m)	TOC	S <sub>1</sub>	S <sub>2</sub>	T <sub>max</sub>	PI	HI	Rr (%)
1	Blu1-380	Argovien	380	0,39	---	---	---	---	---	---
2	Blu1-450	Oxford	450	0,31	---	---	---	---	---	---
3	Blu1-550	Oxford	550	0,41	0,03	0,14	410	0,19	---	---
4	Blu1-640	dalle nacree, Call	640	0,49	0,02	0,14	417	0,12	---	---
5	Blu1-720	Bajoc	720	0,27	---	---	---	---	---	---
6	Blu1-980	Aalenien calcaire	980	0,26	---	---	---	---	---	---
7	Blu1-1040	Aalenien marneux	1040	0,39	0,03	0,24	412	0,12	0,62	---
8	Blu1-1110	Pliensbach - Domer	1110	0,99	0,06	1,08	427	0,05	1,09	---
9	Blu1-1150	Pliensbach - Domer	1150	0,68	0,04	0,24	416	0,14	0,35	---
10	Blu1-1250	Rhät?	1250	0,76	0,05	0,5	424	0,09	0,66	---
11	Blu1-1390	Keuper	1390	1,01	0,09	0,38	415	0,2	0,38	0,61
12	Blu1-1630	Keuper inf.	1630	0,56	0,11	0,5	421	0,18	0,89	---
13	Blu1-1740	Muschelkalk	1740	0,23	---	---	---	---	---	---
14	Bz1-90	Senon	90	0,21	---	---	---	---	---	---
15	Bz1-125	Apt - Cenoman	125	0,44	0,03	0,08	410	0,3	---	---
16	Bz1-425	Hauterive	425	0,31	---	---	---	---	---	---
17	Bz1-693	Hauterive	693	0,24	---	---	---	---	---	---
18	Bz1-715	Valangin	715	0,26	---	---	---	---	---	---
19	Bz1-805	Valangin sup.	805	0,28	---	---	---	---	---	---
20	Bz1-925	Berrias sup. - Val	925	0,39	0,06	0,1	379	0,37	---	---
21	Bz1-1070	Valangin	1070	0,37	0,04	0,18	386	0,18	---	---
22	Bz1-1335	Tithon	1335	0,19	---	---	---	---	---	---
23	Bz1-1490	Tithon	1490	0,2	---	---	---	---	---	---
24	Bz1-1590	Tithon	1590	0,2	---	---	---	---	---	---
25	Bz1-1670	Tithon	1670	0,19	---	---	---	---	---	---
26	Bz1-1765	Tithon	1765	0,18	---	---	---	---	---	---
27	Bz1-1805	Tithon	1805	0,15	---	---	---	---	---	---
28	Bz1-1865	Tithon	1865	0,62	0,27	2,78	433	0,09	4,48	---
29	Bz1-2330	Tithon	2330	0,21	---	---	---	---	---	---
30	Bz1-2555	Tithon	2555	0,2	---	---	---	---	---	---
31	Bz1-2610	Tithon	2610	0,22	---	---	---	---	---	---
32	Bz1-2695	Tithon	2695	0,16	---	---	---	---	---	---
33	Bz1-2935	Tithon	2935	0,11	---	---	---	---	---	---
34	Bz1-3030	Oxford	3030	0,53	0,04	0,06	358	0,4	---	---
35	Bz1-3190	Oxford	3190	0,78	0,04	0,18	346	0,18	---	---
36	Bz1-3310	Tithon	3310	0,5	0,03	0,06	371	0,37	---	---
37	Bz1-3685	Tithon	3685	0,25	---	---	---	---	---	---
38	Bz1-3845	Grenze Tithon - Do	3845	0,6	0,07	0,18	349	0,29	---	---
39	Bz1-3940	Dogger(?) - Lias s	3940	0,62	0,03	0,06	366	0,37	---	---

Anhang B - Tabelle der Messwerte für TOC ( $C_{org}$ ), Rock Eval-Pyrolyse und Vitrinit-Reflexion

NR	WELLID	STRATIGRAPHIE	TIEFE (m)	TOC	S <sub>1</sub>	S <sub>2</sub>	T <sub>max</sub>	PI	HI	Rr (%)
40	Bz1-3970	Grenze Dogger - Li	3970	0,65	0,04	0,06	334	0,4	---	---
41	Bz1-4020	Lias	4020	1,1	0,1	0,18	344	0,36	---	---
42	Bz1-4100	Keuper	4100	0,25	0,01	0,06	369	0,17	---	---
43	Bz1-4250	Muschelkalk Keu?	4250	0,43	0,08	0,46	353	0,15	1,07	---
44	Bz1-4315	Muschelkalk	4315	1,6	0,93	7,16	424	0,12	4,48	---
45	Bu1-220	Toarc	220	0,84	0,04	0,44	404	0,08	0,52	---
46	Bu1-265	Charmouthien	265	8,35	0,98	35,24	407	0,03	4,22	---
47	Bu1-340	Lotharingien	340	2,44	0,27	7,66	406	0,03	3,14	---
48	Bu1-360	Rhät	360	1,01	0,08	2,04	416	0,04	2,02	---
49	Bu1-505	Toarc	505	0,25	0,01	0,1	393	0,1	---	---
50	Bu1-605	Charmouthien	605	3,59	0,13	6,34	417	0,02	1,77	---
51	Bu1-680	Rhät	680	1,54	0,09	2,32	418	0,04	1,51	---
52	Bu1-870	Keuper	870	0,2	---	---	---	---	---	---
53	Bu1-1085	Muschelkalk	1085	0,34	0,01	0,14	416	0,07	---	---
54	Bu1-1165	Grenze Buntsandste	1165	0,12	---	---	---	---	---	---
55	Ch11-110	Oxford	110	0,43	0,02	0,08	399	0,2	---	---
56	Ch11-450	Grenze Dogger - Li	450	1,29	0,04	1,3	423	0	1,01	0,52
57	Ch11-580	Lias argilleux	580	0,78	0,01	0,42	425	0,02	0,54	---
58	Ch11-630	Keuper	630	1,04	0,02	1,46	429	0,01	1,40	0,58
59	Ch11-790	Grenze Oxford - Do	790	0,38	---	---	---	---	---	---
60	Ch11-870	Dogger	870	0,28	---	---	---	---	---	---
61	Ch11-990	Keuper	990	0,66	0,04	0,58	417	0,06	0,88	---
62	Ch11-1290	Muschelkalk	1290	0,42	---	---	---	---	---	---
63	Ch11-1360	Perm	1360	0,49	---	---	---	---	---	---
64	Ch11-1370	Perm	1370	1,04	0,02	0,42	499	0,05	0,40	---
65	Ch1-25	Aalen	25	0,55	0,02	0,16	415	0,11	---	---
66	Ch1-48	Grenze Aalen - Toa	48	0,62	0,03	0,28	422	0,1	0,45	---
67	Ch1-125	Toarc	125	0,89	0,07	0,8	425	0,08	0,90	---
68	Ch1-165	Pliensbach - Charm	165	0,89	0,05	0,62	414	0,8	0,70	---
69	Ch1-215	Lotharingien	215	0,59	0,03	0,14	412	0,19	---	---
70	Ch1-249	Grenze Rhät - Keup	249	0,72	0,05	0,7	420	0,07	0,97	---
71	Ch1-255	Rhät?	255	0,55	0,05	0,36	413	0,12	0,65	---
72	Ch1-448	Grenze Keuper - Le	448	0,26	0,01	0,06	393	0,17	---	---
73	Chyl-890	Grenze Hauterive -	890	0,17	---	---	---	---	---	---
74	Chyl-3030	Portland - Kimmeri	3030	0,2	---	---	---	---	---	---
75	Chyl-3293	Oxford	3293	0,31	---	---	---	---	---	---
76	Chyl-3642	Lias marneux	3642	0,32	---	---	---	---	---	---
77	Chyl-3664	Lias marneux	3664	0,36	---	---	---	---	---	---
78	Chyl-3866	Trias	3866	0,76	0,03	0,18	401	0,15	---	---
79	Chyl-4059	Karbon	4059	0,18	---	---	---	---	---	---
80	Chyl-4128	Karbon	4128	0,28	---	---	---	---	---	---
81	Cmt1-490	Domerien	490	0,92	0,02	0,32	424	0,06	0,35	---
82	Cmt1-610	Keuper	610	0,48	---	---	---	---	---	---
83	Cmt1-810	Oxford	810	0,85	0,05	0,22	413	0,19	0,26	---
84	Cmt1-1120	Grenze Dogger - Aa	1120	0,38	---	---	---	---	---	---
85	Cmt1-1300	Grenze Aalen -Dom	1300	0,74	0,06	0,53	416	0,1	0,72	---
86	Cmt1-1410	Aalen	1410	0,55	---	---	---	---	---	---
87	Cmt1-1580	Keuper	1580	0,59	0,07	0,38	398	0,16	0,64	---



Anhang B - Tabelle der Messwerte für TOC ( $C_{org}$ ), Rock Eval-Pyrolyse und Vitrinit-Reflexion

NR	WELLID	STRATIGRAPHIE	TIEFE (m)	TOC	S <sub>1</sub>	S <sub>2</sub>	T <sub>max</sub>	PI	HI	Rr (%)
88	Cmt1-1820	Permo-Karbon	1820	35,9	0,53	33,2	437	0,02	0,92	0,84
89	Cmt1-1820	Permo-Karbon	1820	8,54	0,19	7,28	430	0,03	0,85	0,84
90	Cmt1-1895	Permo-Karbon	1895	46,1	---	---	---	---	---	---
91	Cmt1-1920	Permo-Karbon	1920	21,6	0,14	10,38	440	0,01	0,48	---
92	Cmt1-2110	Permo-Karbon	2110	35	3,72	55,7	444	0,06	1,59	0,85
93	Cmt1-2200	Permo-Karbon	2200	37,5	0,36	12,9	435	0,03	0,34	0,91
94	Cha1R-240	Portland - Kimmeri	240	0,19	---	---	---	---	---	---
95	Cha1R-580	Portland - Kimmeri	580	0,14	---	---	---	---	---	---
96	Cha1R-860	Rauracien	860	0,21	---	---	---	---	---	---
97	Cha1R-1080	Oxfordien marneux	1080	0,39	0,01	0,14	421	0,07	---	---
98	Cha1R-1350	Bajoc	1350	0,43	---	---	---	---	---	---
99	Cha1R-1580	Aalenien marneux	1580	0,45	0,03	0,18	412	0,15	---	---
100	Cha1R-1690	Pliensbach (Domeri)	1690	0,66	0,03	0,36	423	0,08	0,55	---
101	Cha1R-1800	Pliensbach (Rhät)	1800	1,17	0,08	1,3	315	0,06	1,11	---
102	Cha1R-1920	Keuper sup.	1920	0,35	0,02	0,22	421	0,08	0,63	---
103	Cha1R-2380	Muschelkalk moy.	2380	0,5	0,09	0,38	366	0,2	0,76	---
104	Cha1R-2460	Muschelkalk inf.	2460	0,28	---	---	---	---	---	---
105	Cht1-30	Grenze Oxford - Do	30	0,3	---	---	---	---	---	---
106	Cht1-460	Domerien	460	0,71	0,02	0,2	413	0,09	0,28	---
107	Cht1-630	Keuper	630	0,65	0,04	0,84	425	0,05	1,29	---
108	Cht1-660	Oxford	660	0,6	0,02	0,26	425	0,07	0,43	---
109	Cht1-800	Dogger	800	0,31	---	---	---	---	---	---
110	Cht1-1040	Aalen	1040	0,21	---	---	---	---	---	---
111	Cht1-1200	Domerien	1200	0,72	0,04	0,42	425	0,09	0,58	---
112	Cht1-1290	Keuper	1290	0,77	0,05	0,6	417	0,08	0,78	---
113	Cht1-1420	Muschelkalk	1420	0,48	0	0,18	449	0	---	---
114	Cht1-1610	Perm	1610	0,75	0,04	0,3	441	0,12	0,40	---
115	Col-110	Bajoc	110	0,25	---	---	---	---	---	---
116	Col-300	Toarc (Aalen)	300	4,27	0,39	18,3	426	0,02	4,29	---
117	Col-400	Domerien inf,	400	0,73	0,02	0,28	419	0,07	0,38	---
118	Col-460	Hettang - Sinemur	460	0,29	---	---	---	---	---	---
119	Col-485	Rhät - Keuper sup.	485	0,65	0,05	0,52	425	0,09	0,80	---
120	Col-650	Keuper inf.	650	0,46	0,01	0,12	573	0,08	---	---
121	Essa101-490	Jurassique sup. ma	490	0,2	---	---	---	---	---	---
122	Essa101-620	Jurassique sup. ma	620	0,29	---	---	---	---	---	---
123	Essa101-1020	Aalen	1020	0,36	0,02	0,12	407	0,14	---	---
124	Essa101-1190	Domerien	1190	0,62	0,03	0,28	416	0,1	0,45	---
125	Essa101-1300	Sinemur - Hettang	1300	0,45	0,01	0,08	419	0,12	---	---
126	Essa101-1480	Keuper	1480	1,91	0,16	0,78	419	0,17	0,41	0,76
127	Essa101-1770	Muschelkalk	1770	0,14	---	---	---	---	---	---
128	Essa101-1970	Permo-Karbon	1970	0,27	---	---	---	---	---	---
129	Et1-230	Bathon - Bajoc	230	0,46	---	---	---	---	---	---
130	Et1-320	Aalen	320	0,6	0,08	0,4	417	0,17	0,67	---
131	Et1-390	Toarc	390	0,77	0,06	0,74	430	0,07	0,96	---
132	Et1-455	Pliensbach - Charm	455	0,76	---	---	---	---	---	---
133	Et1-545	Rhät?	545	0,37	---	---	---	---	---	---
134	Et1-550	Rhät?	550	0,98	0,04	1,06	424	0,04	1,08	---
135	Et1-664	Keuper moy.	664	57,6	1,54	31,28	421	0,05	0,54	0,85

Anhang B - Tabelle der Messwerte für TOC ( $C_{org}$ ), Rock Eval-Pyrolyse und Vitrinit-Reflexion

NR	WELLID	STRATIGRAPHIE	TIEFE (m)	TOC	S <sub>1</sub>	S <sub>2</sub>	T <sub>max</sub>	PI	HI	Rr (%)
136	Et1-685	Keuper inf.	685	1,6	0,65	2,18	398	0,23	1,36	---
137	Et1-1018	Lettenkohle	1018	0,5	0,04	0,28	424	0,12	0,56	---
138	Et1-1075	Muschelkalk sup.	1075	0,21	---	---	---	---	---	---
139	Et1-1205	Muschelkalk inf.	1205	0,21	---	---	---	---	---	---
140	Et1-1324	Perm	1324	2,57	0,15	4,76	426	0,03	1,85	---
141	Fay1-265	Tertiär-Flysch	265	0,44	---	---	---	---	---	---
142	Fay1-430	Portland - Berrias	430	0,38	---	---	---	---	---	---
143	Fay1-700	Tertiär-Flysch	700	0,39	---	---	---	---	---	---
144	Fay1-1300	Tertiär-Molasse	1300	0,21	---	---	---	---	---	---
145	Fay1-1800	Tertiär-Molasse	1800	0,11	---	---	---	---	---	---
146	Fay1-2375	Tertiär	2375	0,38	0,03	0,1	466	0,25	---	---
147	Fay1-3115	Kimmeridge - Portl	3115	0,17	---	---	---	---	---	---
148	Fay1-3660	Oxford	3660	0,74	0,04	0,04	358	0,5	---	---
149	Fay1-3860	Dogger	3860	0,68	0,05	0,08	349	0,42	---	---
150	Fay1-4079	Lias	4079	1,15	0,09	0,1	338	0,5	---	---
151	Fay1-4305	Trias evaporitique	4305	1,02	0,06	0,14	358	0,3	---	---
152	Fay1-4490	Trias carbonatique	4490	0,13	---	---	---	---	---	---
153	Fay1-4745	Permo-Karbon	4745	0,18	---	---	---	---	---	---
154	Fa1-525	Toarc	525	0,89	0,04	0,52	419	0,07	0,58	---
155	Fa1-555	Pliensbach	555	3,54	0,34	14,5	414	0,02	4,10	---
156	Fa1-615	Sinemur	615	0,94	0,04	0,46	419	0,08	0,49	---
157	Fa1-625	Rhät?	625	0,57	---	---	---	---	---	---
158	Fa1-645	Grenze Rhät - Keup	645	0,56	0,03	0,08	416	0,3	---	---
159	Fa1-875	Muschelkalk	875	0,39	---	---	---	---	---	---
160	Fa1-925	Perm	925	0,75	0,04	0,66	426	0,06	0,88	---
161	Ge1-115	Toarc	115	4,81	0,15	7,36	423	0,02	1,53	---
162	Ge1-150	Domerien	150	0,68	0,04	0,4	412	0,09	0,59	---
163	Ge1-185	Lotharingien	185	0,55	0,02	0,14	417	0,12	---	---
164	Ge1-200	Grenze Sinemur - R	200	0,53	0,04	0,2	417	0,17	0,38	---
165	Ge1-375	Keuper	375	0,44	0,01	0,12	412	0,08	---	---
166	Ge1-435	Lettenkohle	435	0,24	---	---	---	---	---	---
167	Ge1-530	Muschelkalk moy.	530	0,22	---	---	---	---	---	---
168	Ge1-655	Perm	655	0,27	---	---	---	---	---	---
169	Ge2-25	Aalen	25	0,61	0,03	0,3	415	0,09	0,49	---
170	Ge2-85	Toarc	85	0,94	0,05	0,78	420	0,06	0,83	---
171	Ge2-110	Grenze Toarc - Pli	110	2,17	0,13	6,36	420	0,02	2,93	0,61
172	Ge2-170	Pliensbach	170	1,66	0,11	1,86	417	0,06	1,12	---
173	Ge2-215	Rhät?	215	0,47	0,03	0,24	411	0,12	0,51	---
174	Ge2-350	Keuper	350	0,47	0,01	0,12	410	0,08	---	---
175	Ge2-485	Muschelkalk moy.	485	0,17	---	---	---	---	---	---
176	Ge2-510	Muschelkalk inf.	510	0,17	---	---	---	---	---	---
177	Hu2-200	Oligozän	200	0,12	---	---	---	---	---	---
178	Hu2-660	Hauterive	660	0,33	0,01	0,16	408	0,06	---	---
179	Hu2-730	Valangin - Berrias	730	0,16	0,02	0,1	409	0,17	---	---
180	Hu2-1460	Jurassique sup. ca	1460	0,25	---	---	---	---	---	---
181	Hu2-1710	Jurassique sup. ma	1710	0,29	---	---	---	---	---	---
182	Hu2-1850	Jurassique sup. ma	1850	0,3	---	---	---	---	---	---
183	Hu2-2210	Lias argilleux	2210	0,5	---	---	---	---	---	---

Anhang B - Tabelle der Messwerte für TOC ( $C_{org}$ ), Rock Eval-Pyrolyse und Vitrinit-Reflexion

NR	WELLID	STRATIGRAPHIE	TIEFE (m)	TOC	S <sub>1</sub>	S <sub>2</sub>	T <sub>max</sub>	PI	HI	Rr (%)
184	Hu2-2320	Lias argilleux	2320	0,69	0,03	0,26	425	0,11	0,38	---
185	Hu2-2530	Rhät?	2530	0,46	0,04	0,12	420	0,25	---	---
186	Hu2-2620	Keuper	2620	0,49	0,02	0,14	513	0,12	---	---
187	Hu2-2980	Muschelkalk	2980	0,16	---	---	---	---	---	---
188	Hu2-3050	Karbon	3050	0,19	---	---	---	---	---	---
189	Jr2-220	Keuper inf.	220	0,16	---	---	---	---	---	---
190	Lvn1-350	Rauracien - Oxford	350	0,34	0,03	0,26	363	0,11	0,76	---
191	Lvn1-450	Rauracien - Oxford	450	0,27	---	---	---	---	---	---
192	Lvn1-785	Aalenien calcaire	785	0,22	---	---	---	---	---	---
193	Lvn1-956	Lias marneux	956	0,59	0,05	0,38	356	0,12	0,64	---
194	Lvn1-1040	Carixien - Lothari	1040	0,47	0,03	0,16	391	0,17	---	---
195	Lvn1-1110	Keuper sup.	1110	0,58	0,03	0,2	407	0,14	0,34	---
196	Lvn1-1248	Keuper moy.	1248	0,74	0,09	0,42	419	0,18	0,57	---
197	Lvn1-2400	Muschelkalk inf.	2400	0,21	0,01	0,12	318	0,08	---	---
198	LB11-375	Oligozän moy.	375	0,43	---	---	---	---	---	---
199	LB11-477	Oligozän inf.	477	0,68	0,13	0,32	424	0,3	0,47	---
200	LB11-505	Turon	505	0,34	---	---	---	---	---	---
201	LB11-545	Urgon	545	0,23	---	---	---	---	---	---
202	LB11-845	Hauterive	845	0,26	---	---	---	---	---	---
203	LB11-1270	Berrias	1270	0,69	0,06	0,08	388	0,43	---	---
204	LB11-1330	Berrias	1330	0,55	---	---	---	---	---	---
205	LB11-1800	Tithon	1800	0,21	---	---	---	---	---	---
206	LCd1D-50	Kreide	50	1,13	0,38	4,02	379	0,09	3,56	---
207	LCd1D-300	Kimmeridge	300	0,26	---	---	---	---	---	---
208	LCd1D-640	Oxford	640	0,36	---	---	---	---	---	---
209	LCd1D-770	Bathon	770	0,25	---	---	---	---	---	---
210	LCd1D-830	Bajoc	830	0,45	0,09	0,22	406	0,12	0,49	---
211	LCd1D-1060	Aalen	1060	0,13	---	---	---	---	---	---
212	LCd1D-1150	Toarc	1150	0,31	---	---	---	---	---	---
213	LCd1D-1190	Domerien	1190	0,53	0,03	0,28	419	0,1	0,53	---
214	LCd1D-1290	Grenze Domerien -	1290	0,77	0,03	0,3	420	0,09	0,39	---
215	LCd1D-1340	Keuper	1340	0,96	0,1	1,52	423	0,06	1,58	---
216	LCd1D-1490	Muschelkalk	1490	0,71	0,03	0,54	428	0,05	0,76	---
217	LCd1D-1550	Buntsandstein	1550	0,95	0,16	1,16	310	0,12	0,12	---
218	LTa1-340	Hauterive	340	0,29	0,02	0,22	408	0,08	0,76	---
219	LTa1-804	Portland - Kimmeri	804	0,28	---	---	---	---	---	---
220	LTa1-1210	Oxford	1210	0,2	---	---	---	---	---	---
221	LTa1-1360	Dogger	1360	0,27	---	---	---	---	---	---
222	LTa1-1590	Dogger	1590	0,18	---	---	---	---	---	---
223	LTa1-1684	Hauterive	1684	0,23	---	---	---	---	---	---
224	LTa1-1820	Valangin - Berrias	1820	0,18	---	---	---	---	---	---
225	LTa1-2630	Portland - Kimmeri	2630	0,21	---	---	---	---	---	---
226	LTa1-2780	Oxford	2780	0,17	---	---	---	---	---	---
227	LTa1-2894	Dogger	2894	0,38	---	---	---	---	---	---
228	LTa1-3184	Lias	3184	0,4	0,01	0,18	419	0,06	---	---
229	LTa1-3300	Trias	3300	0,69	0,04	0,6	422	0,06	0,87	---
230	LTa1-3410	Trias	3410	0,28	---	---	---	---	---	---
231	LTa1-3540	Paleozoique	3540	0,19	---	---	---	---	---	---

Anhang B - Tabelle der Messwerte für TOC ( $C_{org}$ ), Rock Eval-Pyrolyse und Vitrinit-Reflexion

NR	WELLID	STRATIGRAPHIE	TIEFE (m)	TOC	S <sub>1</sub>	S <sub>2</sub>	T <sub>max</sub>	PI	HI	Rr (%)
232	Mi1-30	Aalen - Toarc	30	0,71	0,03	0,32	417	0,09	0,45	---
233	Mi1-70	Aalen - Toarc	70	0,66	0,03	0,2	406	0,14	0,30	---
234	Mi1-170	Grenze Pliensbach	170	0,7	0,02	0,22	409	0,08	0,31	---
235	Mi1-210	Rhät?	210	0,35	---	---	---	---	---	---
236	Mi1-290	Grenze Keuper moy	290	0,51	0,02	0,1	413	0,17	---	---
237	Mi1-325	Keuper inf.	325	0,19	---	---	---	---	---	---
238	Mi1-355	Keuper inf.	355	0,34	0,05	0,24	459	0,18	0,71	---
239	Mi1-490	Muschelkalk moy.	490	0,16	---	---	---	---	---	---
240	Mi1-560	Muschelkalk inf.	560	0,15	---	---	---	---	---	---
241	MrC1-350	Aalen - Toarc	350	0,8	0,07	0,56	417	0,11	0,70	---
242	MrC1-480	Domerien	480	0,92	0,05	0,92	421	0,05	1,00	---
243	MrC1-530	Grenze Carixien/Lo	530	0,56	0,06	0,22	409	0,21	0,39	---
244	MrC1-560	Rhät?	560	0,57	0,03	0,3	425	0,09	0,53	---
245	MrC1-590	Keuper	590	0,35	0,03	0,18	419	0,15	---	---
246	MrC1-970	???	970	0,19	0,02	0,12	401	0,14	---	---
247	Mo1-55	Toarc	55	0,6	0,02	0,2	412	0,09	0,33	---
248	Mo1-80	Toarc	80	0,5	0,02	0,14	432	0,12	---	---
249	Mo1-155	Grenze Toarc - Pli	155	4,94	0,18	7,5	425	0,02	1,52	---
250	Mo1-200	Pliensbach - Charm	200	0,78	0,03	0,42	425	0,07	0,54	---
251	Mo1-250	Sinemur	250	0,82	0,02	0,14	401	0,12	---	---
252	Mo1-305	Keuper inf.	305	0,26	---	---	---	---	---	---
253	Mo1-460	Muschelkalk sup.	460	0,28	---	---	---	---	---	---
254	Mo1-1370	Karbon	1370	1,36	0,81	3,82	424	0,18	2,81	---
255	Mo1-1430	Karbon	1430	0,15	---	---	---	---	---	---
256	Os1-245	Aalen	245	0,97	0,03	0,8	427	0,04	0,82	---
257	Os1-280	Toarc	280	1,38	0,08	2	425	0,04	1,45	0,52
258	Os1-320	Pliensbach - Domer	320	3,2	0,34	14,72	423	0,02	4,60	---
259	Os1-415	Rhät	415	0,81	0,02	0,4	421	0,05	0,49	---
260	Os1-500	Keuper inf.	500	0,4	0,01	0,04	405	0,25	---	---
261	Os1-575	Keuper inf. - Musc	575	0,27	---	---	---	---	---	---
262	Os1-765	Muschelkalk	765	0,16	---	---	---	---	---	---
263	Ors1-10	Callov	10	0,35	0,02	0,22	403	0,08	0,63	---
264	Ors1-80	Bajoc	80	0,16	---	---	---	---	---	---
265	Ors1-260	Aalen argilleux	260	0,3	---	---	---	---	---	---
266	Ors1-340	Toarc	340	0,84	0,03	0,5	418	0,06	0,60	---
267	Ors1-430	Domerien - Pliensb	430	0,63	0,03	0,22	411	0,12	0,35	---
268	Ors1-570	Keuper inf.	570	0,37	---	---	---	---	---	---
269	Ors1-910	Muschelkalk inf.	910	0,22	0,01	0,1	403	0,1	---	---
270	Ors1-1024	Perm	1024	0,19	---	---	---	---	---	---
271	Pu101-315	Lias moy. - Lias s	315	4,62	0,63	24,36	417	0,03	5,27	0,35
272	Pu101-365	Lias moy. - Lias s	365	0,83	0,03	0,38	419	0,07	0,46	---
273	Pu101-535	Keuper moy.	535	13,7	0,26	6,04	421	0,04	0,44	0,68
274	Pu101-555	Keuper inf.	555	0,63	0,02	0,26	417	0,07	0,41	---
275	Pu101-830	Muschelkalk sup.	830	0,18	0,01	0,2	430	0,05	1,11	---
276	Pu101-875	Muschelkalk moy.	875	0,18	---	---	---	---	---	---
277	Pu101-890	Muschelkalk moy.	890	0,16	---	---	---	---	---	---
278	Sgt1-160	Oxford	160	0,44	0,01	0,32	372	0,03	0,73	---
279	Sgt1-715	Domerien - Pliensb	715	0,66	0,01	0,12	419	0,08	---	---

Anhang B - Tabelle der Messwerte für TOC ( $C_{org}$ ), Rock Eval-Pyrolyse und Vitrinit-Reflexion

NR	WELLID	STRATIGRAPHIE	TIEFE (m)	TOC	S <sub>1</sub>	S <sub>2</sub>	T <sub>max</sub>	PI	HI	Rr (%)
280	Sgt1-770	Keuper sup. (Rhät?)	770	0,31	---	---	---	---	---	---
281	Sgt1-835	Keuper sup.	835	0,28	---	---	---	---	---	---
282	Sgt1-875	Keuper sup.	875	0,35	---	---	---	---	---	---
283	Sgt1-925	Keuper inf.	925	0,84	0,05	0,44	426	0,1	0,52	---
284	Sgt1-1100	Keuper inf.	1100	0,65	0,97	1,12	372	0,47	1,72	---
285	Thyl-105	Toarc	105	2,37	0,58	4	320	0,13	1,69	---
286	Thyl-120	Toarc	120	0,76	0,03	0,3	417	0,09	0,39	---
287	Thyl-210	Pliensbach - Charm	210	0,7	0,02	0,2	417	0,09	0,29	---
288	Thyl-270	Rhät	270	1,34	0,1	1,22	419	0,08	0,91	---
289	Thyl-390	Keuper	390	0,47	0,03	0,22	384	0,12	0,47	---
290	Thyl-680	Lettenkohle	680	0,17	---	---	---	---	---	---
291	Thyl-780	Muschelkalk	780	0,23	---	---	---	---	---	---
292	Thyl-1040	Buntsandstein	1040	0,52	0,03	0,22	356	0,12	0,42	---
293	Val001-70	Aalen sup. - Dogge	70	0,3	0,01	0,22	418	0,05	0,73	---
294	Val001-340	Lias marneux	340	0,73	0,01	0,5	430	0,02	0,68	---
295	Val001-465	Sinemur - Hettang	465	0,16	---	---	---	---	---	---
296	Val001-500	Keuper sup.	500	0,4	0,01	0,16	418	0,06	---	---
297	Val001-540	Keuper sup.	540	0,28	---	---	---	---	---	---
298	Val001-841	Grenze Lettenkohle	841	0,38	0,02	0,24	419	0,08	0,63	---
299	Val001-1050	Keuper inf.	1050	0,32	0,02	0,22	401	0,08	0,69	---
300	Val001-1155	Muschelkalk	1155	0,19	---	---	---	---	---	---
301	VIB1-55	Aalen calcaire	55	1,24	0,2	1,62	314	0,11	1,31	---
302	VIB1-150	Aalen calcaire	150	1,02	0,05	0,82	424	0,06	0,80	---
303	VIB1-200	Aalen calcaire	200	5,1	0,59	24,22	417	0,02	4,75	0,58
304	VIB1-365	Lias moy. - Lias s	365	0,82	0,04	0,4	421	0,09	0,49	---
305	VIB1-445	Keuper sup.	445	0,33	---	---	---	---	---	---
306	VIB1-565	Keuper inf.	565	0,44	0,01	0,1	419	0,1	---	---
307	VIB1-660	Keuper inf.	660	0,49	0,01	0,26	418	0,04	0,53	---
308	VIB1-925	Muschelkalk	925	0,18	---	---	---	---	---	---
309	Vv101-20	Aalen - Dogger	20	0,22	---	---	---	---	---	---
310	Vv101-300	Lias - Aalen	300	3,17	0,19	10,64	422	0,02	3,36	---
311	Vv101-385	Lias inf.	385	0,55	0,02	0,18	423	0,1	---	---
312	Vv101-410	Rhät	410	0,17	---	---	---	---	---	---
313	Vv101-420	Keuper sup.	420	0,44	0,04	0,22	413	0,15	0,50	---
314	Vv101-435	Grenze Rhät - Toar	435	0,59	0,02	0,28	420	0,07	0,47	---
315	Vv101-565	Keuper	565	0,8	0,03	0,14	410	0,19	---	---
316	Vv101-855	Muschelkalk moy.	855	0,15	---	---	---	---	---	---
317	CO1-470	Rhät	470	1,42	0,01	0,34	403	0,03	0,24	---
318	CO1-696	Lettenkohle	696	0,57	0,03	0,16	393	0,17	---	---
STATISTISCHE AUSWERTUNG			TIEFE (m)	TOC	S <sub>1</sub>	S <sub>2</sub>	T <sub>max</sub>	PI	HI	Rr (%)
Anzahl (n)			318	318	129	129	129	129	129	14
Minimum (min)			10	0,11	0,01	0,20	310	0,00	0,24	0,35
Maximum (max)			4745	57,6	3,72	55,7	499	0,80	5,27	0,91
Mittelwert ( $\mu$ )			1131	1,44	0,16	3,24	413	0,09	1,07	0,68
Standardabweichung ( $\sigma$ )			1060	5,55	0,39	7,84	25	0,09	1,08	0,16
Medianwert (med)			770	0,44	0,05	0,46	419	0,08	0,67	0,65
Modalwert (mod)			1040	0,21	0,03	0,22	417	0,09	0,52	0,61

**Anmerkung:** Die statistische Auswertung für alle Rock Eval-Parameter ( $S_1$ ,  $S_2$ ,  $T_{max}$ , PI, HI) erfolgte entsprechend PETERS (1986) unter Berücksichtigung aller Datensätze, für die der  $S_2$ -Wert größer als 0,2 mg HC/g Gestein ist. Die nicht berücksichtigten Messwerte ( $S_2 < 0,2$  mg HC/g Gestein) sind kursiv dargestellt. Die Einheit für TOC und Rr ist %, die Einheit für  $T_{max}$  ist °C, die Einheit für Tiefe ist m, die Einheit für  $S_1$ ,  $S_2$  und HI ist mg(HC)/g(Gestein). Der Parameter PI ist dimensionslos.

## Anhang C - Tabelle der ausgewerteten Messwerte für TOC (C<sub>org</sub>) und Rock Eval-Pyrolyse

<b>Permo-Karbon</b>								
NR	WELLID	TOC	S <sub>1</sub>	S <sub>2</sub>	T <sub>max</sub>	PI	HI	STRATIGRAPHIE
63	Chl1-1360	0,49	---	---	---	---	---	Perm
64	Chl1-1370	1,04	0,02	0,42	499	0,05	0.40	Perm
79	Chyl-4059	0,18	---	---	---	---	---	Karbon
80	Chyl-4128	0,28	---	---	---	---	---	Karbon
88	Cmt1-1820	35,9	0,53	33,2	437	0,02	0.92	Permo-Karbon
89	Cmt1-1820	8,54	0,19	7,28	430	0,03	0.85	Permo-Karbon
90	Cmt1-1895	46,1	---	---	---	---	---	Permo-Karbon
91	Cmt1-1920	21,6	0,14	10,38	440	0,01	0.48	Permo-Karbon
92	Cmt1-2110	35	3,72	55,7	444	0,06	1.59	Permo-Karbon
93	Cmt1-2200	37,5	0,36	12,9	435	0,03	0.34	Permo-Karbon
114	Cht1-1610	0,75	0,04	0,3	441	0,12	0.40	Perm
128	Essa101-1970	0,27	---	---	---	---	---	Permo-Karbon
140	Et1-1324	2,57	0,15	4,76	426	0,03	1.85	Perm
153	Fay1-4745	0,18	---	---	---	---	---	Permo-Karbon
160	Fa1-925	0,75	0,04	0,66	426	0,06	0.88	Perm
168	Ge1-655	0,27	---	---	---	---	---	Perm
188	Hu2-3050	0,19	---	---	---	---	---	Karbon
254	Mo1-1370	1,36	0,81	3,82	424	0,18	2.81	Karbon
255	Mo1-1430	0,15	---	---	---	---	---	Karbon
270	Ors1-1024	0,19	---	---	---	---	---	Perm
STATISTIK	TOC	S <sub>1</sub>	S <sub>2</sub>	T <sub>max</sub>	PI	HI	Auswertungskriterien	
<b>Anzahl</b>	20	10	10	10	10	10	1) für die Rock Eval-Pyrolyse:	
<b>Minimum</b>	0.15	0,02	0,3	424	0,01	0,34	TOC > 0,3%	
<b>Maximum</b>	46.1	3,72	55,7	499	0,18	2,81	2) für den Hydrogen-index:	
<b>Mittelwert</b>	9.67	0,60	12,94	440	0,06	1,05	S <sub>2</sub> > 0,2	
<b>Standardabweichung</b>	15.37	1,07	17,01	21	0,05	0,76		
<b>Medianwert</b>	0.75	0,17	6,02	436	0,04	0,87		
<b>Modalwert</b>	0.18	0,04	---	426	0,03	---		
<b>Keuper</b>								
NR	WELLID	TOC	S <sub>1</sub>	S <sub>2</sub>	T <sub>max</sub>	PI	HI	STRATIGRAPHIE
11	Blu1-1390	1,01	0,09	0,38	415	0,2	0.38	Keuper
12	Blu1-1630	0,56	0,11	0,5	421	0,18	0.89	Keuper Inferieur
42	Bz1-4100	0,25	0,01	0,06	369	0,17	---	Keuper
52	Bu1-870	0,2	---	---	---	---	---	Keuper
58	Chl1-630	1,04	0,02	1,46	429	0,01	1.40	Keuper
61	Chl1-990	0,66	0,04	0,58	417	0,06	0.88	Keuper
72	Ch1-448	0,26	0,01	0,06	393	0,17	---	Keuper - Lettenkohle
82	Cmt1-610	0,48	---	---	---	---	---	Keuper
87	Cmt1-1580	0,59	0,07	0,38	398	0,16	0.64	Keuper
102	Cha1R-1920	0,35	0,02	0,22	421	0,08	0.63	Keuper Superieur
107	Cht1-630	0,65	0,04	0,84	425	0,05	1.29	Keuper
112	Cht1-1290	0,77	0,05	0,6	417	0,08	0.78	Keuper

<b>Keuper - Fortsetzung</b>								
NR	WELLID	TOC	S <sub>1</sub>	S <sub>2</sub>	T <sub>max</sub>	PI	HI	STRATIGRAPHIE
119	Co1-485	0,65	0,05	0,52	425	0,09	0.80	Rhät - Keuper Superieur.
120	Co1-650	0,46	0,01	0,12	573	0,08	---	Keuper Inferieur
126	Essa101-1480	1,91	0,16	0,78	419	0,17	0.41	Keuper
135	Et1-664	57,6	1,54	31,28	421	0,05	0.54	Keuper Moyen
136	Et1-685	1,6	0,65	2,18	398	0,23	1.36	Keuper Inferieur
165	Ge1-375	0,44	0,01	0,12	412	0,08	---	Keuper
174	Ge2-350	0,47	0,01	0,12	410	0,08	---	Keuper
186	Hu2-2620	0,49	0,02	0,14	513	0,12	---	Keuper
189	Jr2-220	0,16	---	---	---	---	---	Keuper Inferieur
195	Lvn1-1110	0,58	0,03	0,2	407	0,14	---	Keuper Superieur
196	Lvn1-1248	0,74	0,09	0,42	419	0,18	0.57	Keuper Moyen
215	LCd1D-1340	0,96	0,1	1,52	423	0,06	1.58	Keuper
236	Mi1-290	0,51	0,02	0,1	413	0,17	---	Grenze Keuper Moyen
237	Mi1-325	0,19	---	---	---	---	---	Keuper Inferieur
238	Mi1-355	0,34	0,05	0,24	459	0,18	0.71	Keuper Inferieur
245	MrC1-590	0,35	0,03	0,18	419	0,15	---	Keuper
252	Mo1-305	0,26	---	---	---	---	---	Keuper Inferieur
260	Os1-500	0,4	0,01	0,04	405	0,25	---	Keuper Inferieur
261	Os1-575	0,27	---	---	---	---	---	Keuper Inferieur
268	Ors1-570	0,37	---	---	---	---	---	Keuper Inferieur
273	Pu101-535	13,7	0,26	6,04	421	0,04	0.44	Keuper Moyen
274	Pu101-555	0,63	0,02	0,26	417	0,07	0.41	Keuper Inferieur
280	Sgt1-770	0,31	---	---	---	---	---	Keuper Superieur-Rhät?
281	Sgt1-835	0,28	---	---	---	---	---	Keuper Superieur
282	Sgt1-875	0,35	---	---	---	---	---	Keuper Superieur
283	Sgt1-925	0,84	0,05	0,44	426	0,1	0.52	Keuper Inferieur
284	Sgt1-1100	0,65	0,97	1,12	372	0,47	---	Keuper Inferieur
289	Thy1-390	0,47	0,03	0,22	384	0,12	0.47	Keuper
296	Val001-500	0,4	0,01	0,16	418	0,06	---	Keuper Superieur
297	Val001-540	0,28	---	---	---	---	---	Keuper Superieur
299	Val001-1050	0,32	0,02	0,22	401	0,08	0.69	Keuper Inferieur
305	VIB1-445	0,33	---	---	---	---	---	Keuper Superieur
306	VIB1-565	0,44	0,01	0,1	419	0,1	---	Keuper Inferieur
307	VIB1-660	0,49	0,01	0,26	418	0,04	0.53	Keuper Inferieur
313	Vv101-420	0,44	0,04	0,22	413	0,15	0.50	Keuper Superieur
315	Vv101-565	0,8	0,03	0,14	410	0,19	---	Keuper
STATISTIK	TOC	S <sub>1</sub>	S <sub>2</sub>	T <sub>max</sub>	PI	HI	Auswertungskriterien	
Anzahl	48	24	24	24	24	24	1) für die Rock Eval-Pyrolyse:	
Minimum	0.16	0.01	0.20	372	0.01	0.34	TOC > 0,3%	
Maximum	57.6	1,54	31,28	459	0,47	1,72	2) für den Hydrogen-index:	
Mittelwert	2.01	0,19	2,12	415	0,12	0,77	S <sub>2</sub> > 0,2	
Standardabweichung	8.33	0,36	6,20	16	0,09	0,40		
Medianwert	0.47	0,05	0,47	419	0,10	0,64		
Modalwert	0.35	0,02	0,22	421	0,18	---		
<b>Rhät</b>								
NR	WELLID	TOC	S <sub>1</sub>	S <sub>2</sub>	T <sub>max</sub>	PI	HI	STRATIGRAPHIE
10	Blu1-1250	0,76	0,05	0,5	424	0,09	0.66	Rhät?
48	Bu1-360	1,01	0,08	2,04	416	0,04	2.02	Rhät
51	Bu1-680	1,54	0,09	2,32	418	0,04	1.51	Rhät
70	Ch1-249	0,72	0,05	0,7	420	0,07	0.97	Grenze Keuper - Rhät
71	Ch1-255	0,55	0,05	0,36	413	0,12	0.65	Rhät?
101	Cha1R-1800	1,17	0,08	1,3	315	0,06	1.11	Pliensbach (Rhät)
119	Co1-485	0,65	0,05	0,52	425	0,09	0.80	Rhät - Keuper Superieur
133	Et1-545	0,37	---	---	---	---	---	Rhät?



<b>Rhät - Fortsetzung</b>								
NR	WELLID	TOC	S <sub>1</sub>	S <sub>2</sub>	T <sub>max</sub>	PI	HI	STRATIGRAPHIE
134	Et1-550	0,98	0,04	1,06	424	0,04	1.08	Rhät?
157	Fa1-625	0,57	---	---	---	---	---	Rhät?
158	Fa1-645	0,56	0,03	0,08	416	0,3	---	Grenze Keuper - Rhät
173	Ge2-215	0,47	0,03	0,24	411	0,12	0.51	Rhät?
185	Hu2-2530	0,46	0,04	0,12	420	0,25	---	Rhät?
235	Mi1-210	0,35	---	---	---	---	---	Rhät?
244	MrC1-560	0,57	0,03	0,3	425	0,09	0.53	Rhät?
259	Os1-415	0,81	0,02	0,4	421	0,05	0.49	Rhät
280	Sgt1-770	0,31	---	---	---	---	---	Keuper Superieur-Rhät?
288	Thy1-270	1,34	0,1	1,22	419	0,08	0.91	Rhät
312	Vv101-410	0,17	---	---	---	---	---	Rhät
314	Vv101-435	0,59	0,02	0,28	420	0,07	0.47	Grenze Rhät - Toarc
317	CO1-470	1,42	0,01	0,34	403	0,03	0.24	Rhät
STATISTIK		TOC	S <sub>1</sub>	S <sub>2</sub>	T <sub>max</sub>	PI	HI	Auswertungskriterien
<b>Anzahl</b>		21	14	14	14	14	14	1) für die Rock Eval-Pyrolyse: TOC > 0,3% 2) für den Hydrogen-index: S <sub>2</sub> > 0,2
<b>Minimum</b>		0.17	0.01	0.24	315	0.03	0.24	
<b>Maximum</b>		1.54	0.10	2.32	425	0.12	2.02	
<b>Mittelwert</b>		0.73	0.05	0.83	411	0.07	0.85	
<b>Standardabweichung</b>		0.37	0.03	0.65	27	0.03	0.45	
<b>Medianwert</b>		0.59	0.05	0.51	420	0.07	0.73	
<b>Modalwert</b>		0.57	0.05	---	424	0.09	---	
<b>Pliensbach</b>								
NR	WELLID	TOC	S <sub>1</sub>	S <sub>2</sub>	T <sub>max</sub>	PI	HI	STRATIGRAPHIE
8	Blu1-1110	0,99	0,06	1,08	427	0,05	1.09	Pliensbach - Domerien
9	Blu1-1150	0,68	0,04	0,24	416	0,14	0.35	Pliensbach - Domerien
46	Bu1-265	8,35	0,98	35,24	407	0,03	4.22	Charmouthien
50	Bu1-605	3,59	0,13	6,34	417	0,02	1.77	Charmouthien
68	Ch1-165	0,89	0,05	0,62	414	0,8	0.70	Charmouthien
81	Cmt1-490	0,92	0,02	0,32	424	0,06	0.35	Domerien
100	Cha1R-1690	0,66	0,03	0,36	423	0,08	0.55	Pliensbach (Domerien)
101	Cha1R-1800	1,17	0,08	1,3	315	0,06	---	Pliensbach (Rhät)
106	Cht1-460	0,71	0,02	0,2	413	0,09	---	Domerien
111	Cht1-1200	0,72	0,04	0,42	425	0,09	0.58	Domerien
117	Co1-400	0,73	0,02	0,28	419	0,07	0.38	Domerien Inferieur
124	Essa101-1190	0,62	0,03	0,28	416	0,1	0.45	Domerien
155	Fa1-555	3,54	0,34	14,5	414	0,02	4.10	Pliensbach
162	Ge1-150	0,68	0,04	0,4	412	0,09	0.59	Domerien
172	Ge2-170	1,66	0,11	1,86	417	0,06	1.12	Pliensbach
194	Lvn1-1040	0,47	0,03	0,16	391	0,17	---	Lotharingien - Carixien
213	LCd1D-1190	0,53	0,03	0,28	419	0,1	0.53	Domerien
214	LCd1D-1290	0,77	0,03	0,3	420	0,09	0.39	Domerien -
234	Mi1-170	0,7	0,02	0,22	409	0,08	0.31	Pliensbach
242	MrC1-480	0,92	0,05	0,92	421	0,05	1.00	Domerien
250	Mo1-200	0,78	0,03	0,42	425	0,07	0.54	Pliensbach
258	Os1-320	3,2	0,34	14,72	423	0,02	4.60	Domerien Superieur
267	Ors1-430	0,63	0,03	0,22	411	0,12	0.35	Domerien
279	Sgt1-715	0,66	0,01	0,12	419	0,08	---	Domerien
287	Thy1-210	0,7	0,02	0,2	417	0,09	---	Pliensbach

<b>Pliensbach - Fortsetzung</b>								
STATISTIK	TOC	S <sub>1</sub>	S <sub>2</sub>	T <sub>max</sub>	PI	HI	Auswertungskriterien	
Anzahl	25	23	23	23	23	23	1) für die Rock Eval-Pyrolyse: TOC > 0,3% 2) für den Hydrogen-index: S <sub>2</sub> > 0,2	
Minimum	0,47	0,02	0,20	315	0,02	0,28		
Maximum	8,35	0,98	35,24	427	0,80	4,60		
Mittelwert	1,41	0,11	3,51	413	0,10	1,11		
Standardabweichung	1,67	0,21	7,90	22	0,15	1,29		
Medianwert	0,73	0,04	0,40	417	0,08	0,55		
Modalwert	0,68	0,03	0,28	417	0,09	---		
<b>Toarc</b>								
NR	WELLID	TOC	S <sub>1</sub>	S <sub>2</sub>	T <sub>max</sub>	PI	HI	STRATIGRAPHIE
45	Bu1-220	0,84	0,04	0,44	404	0,08	0,52	Toarc
49	Bu1-505	0,25	0,01	0,1	393	0,1	---	Toarc
67	Ch1-125	0,89	0,07	0,8	425	0,08	0,90	Toarc
116	Co1-300	4,27	0,39	18,3	426	0,02	4,29	Toarc (Aalen)
131	Et1-390	0,77	0,06	0,74	430	0,07	0,96	Toarc
154	Fa1-525	0,89	0,04	0,52	419	0,07	0,58	Toarc
161	Ge1-115	4,81	0,15	7,36	423	0,02	1,53	Toarc
170	Ge2-85	0,94	0,05	0,78	420	0,06	0,83	Toarc
171	Ge2-110	2,17	0,13	6,36	420	0,02	2,93	Grenze Toarc-Pliensbach
212	LCd1D-1150	0,31	---	---	---	---	---	Toarc
232	Mi1-30	0,71	0,03	0,32	417	0,09	0,45	Aalen - Toarc
233	Mi1-70	0,66	0,03	0,2	406	0,14	---	Aalen - Toarc
241	MrC1-350	0,8	0,07	0,56	417	0,11	0,70	Aalen - Toarc
247	Mo1-55	0,6	0,02	0,2	412	0,09	---	Toarc
248	Mo1-80	0,5	0,02	0,14	432	0,12	---	Toarc
249	Mo1-155	4,94	0,18	7,5	425	0,02	1,52	Grenze Toarc-Pliensbach
257	Os1-280	1,38	0,08	2	425	0,04	1,45	Toarc
266	Ors1-340	0,84	0,03	0,5	418	0,06	0,60	Toarc
285	Thy1-105	2,37	0,58	4	320	0,13	---	Toarc
286	Thy1-120	0,76	0,03	0,3	417	0,09	0,39	Toarc
STATISTIK	TOC	S <sub>1</sub>	S <sub>2</sub>	T <sub>max</sub>	PI	HI	Auswertungskriterien	
Anzahl	20	17	17	17	17	17	1) für die Rock Eval-Pyrolyse: TOC > 0,3% 2) für den Hydrogen-index: S <sub>2</sub> > 0,2	
Minimum	0,25	0,02	0,20	320	0,02	0,30		
Maximum	4,94	0,58	18,30	430	0,14	4,29		
Mittelwert	1,49	0,12	2,99	413	0,07	1,17		
Standardabweichung	1,44	0,15	4,58	24	0,04	1,02		
Medianwert	0,84	0,06	0,74	419	0,07	0,83		
Modalwert	0,84	0,03	0,20	425	0,02	---		
<b>Aalen</b>								
NR	WELLID	TOC	S <sub>1</sub>	S <sub>2</sub>	T <sub>max</sub>	PI	HI	STRATIGRAPHIE
6	Blu1-980	0,26	---	---	---	---	---	Aalenien calcaire
7	Blu1-1040	0,39	0,03	0,24	412	0,12	0,62	Aalenien marneux
65	Ch1-25	0,55	0,02	0,16	415	0,11	---	Aalen
66	Ch1-48	0,62	0,03	0,28	422	0,1	0,45	Grenze Aalen - Toarc
85	Cmt1-1300	0,74	0,06	0,53	416	0,1	0,72	Grenze Aalen-Domerien
86	Cmt1-1410	0,55	---	---	---	---	---	Aalen
99	Cha1R-1580	0,45	0,03	0,18	412	0,15	---	Aalenien marneux
110	Cht1-1040	0,21	---	---	---	---	---	Aalen
116	Co1-300	4,27	0,39	18,3	426	0,02	4,29	Toarc (Aalen)
123	Essa101-1020	0,36	0,02	0,12	407	0,14	---	Aalen
130	Et1-320	0,6	0,08	0,4	417	0,17	0,67	Aalen
169	Ge2-25	0,61	0,03	0,3	415	0,09	0,49	Aalen
192	Lvn1-785	0,22	---	---	---	---	---	Aalenien calcaire

Aalen - Fortsetzung								
NR	WELLID	TOC	S <sub>1</sub>	S <sub>2</sub>	T <sub>max</sub>	PI	HI	STRATIGRAPHIE
211	LCd1D-1060	0,13	---	---	---	---	---	Aalen
232	Mi1-30	0,71	0,03	0,32	417	0,09	0,45	Aalen - Toarc
233	Mi1-70	0,66	0,03	0,2	406	0,14	---	Aalen - Toarc
241	MrC1-350	0,8	0,07	0,56	417	0,11	0,70	Aalen - Toarc
256	Os1-245	0,97	0,03	0,8	427	0,04	0,82	Aalen
265	Ors1-260	0,3	---	---	---	---	---	Aalen argilleux
293	Val001-70	0,3	0,01	0,22	418	0,05	0,73	Aalen Superieur-Dogger
301	VIB1-55	1,24	0,2	1,62	314	0,11	---	Aalen calcaire
302	VIB1-150	1,02	0,05	0,82	424	0,06	0,80	Aalen calcaire
303	VIB1-200	5,1	0,59	24,22	417	0,02	4,75	Aalen calcaire
309	Vv101-20	0,22	---	---	---	---	---	Aalen - Dogger
310	Vv101-300	3,17	0,19	10,64	422	0,02	3,36	Lias - Aalen
STATISTIK		TOC	S <sub>1</sub>	S <sub>2</sub>	T <sub>max</sub>	PI	HI	Auswertungskriterien
Anzahl		25	15	15	15	15	15	1) für die Rock Eval-Pyrolyse: TOC > 0,3% 2) für den Hydrogen-index: S <sub>2</sub> > 0,2
Minimum		0,13	0,01	0,20	314	0,02	0,30	
Maximum		5,1	0,59	24,22	427	0,17	4,75	
Mittelwert		0,98	0,12	3,96	411	0,08	1,36	
Standardabweichung		1,24	0,16	7,32	27	0,04	1,42	
Medianwert		0,6	0,05	0,53	417	0,09	0,72	
Modalwert		0,55	0,03	---	417	0,02	---	

**Tabelle C-1:** Tabelle der ausgewerteten Messwerte für TOC ( $C_{org}$ ) und Rock Eval-Pyrolyse

**Anmerkung:** Die statistische Auswertung für alle Rock Eval-Parameter (S<sub>1</sub>, S<sub>2</sub>, T<sub>max</sub>, PI, HI) erfolgte entsprechend PETERS (1986) unter Berücksichtigung aller Datensätze, für die der S<sub>2</sub>-Wert größer als 0,2 mg HC/g Gestein ist. Die nicht berücksichtigten Messwerte (S<sub>2</sub> < 0,2 mg HC/g Gestein) sind in **Tabelle C-1** Tabelle kursiv dargestellt. Die Einheit für TOC und Rr ist %, die Einheit für T<sub>max</sub> ist °C, die Einheit für Tiefe ist m, die Einheit für S<sub>1</sub>, S<sub>2</sub> und HI ist mg(HC)/g(Gestein). Der Parameter PI ist dimensionslos.

## Anhang D - Subsidenzanalyse und Backstripping

### Porosität

Für Sedimente unter normalen Druckverhältnissen besteht nach SCLATER und CHRISTIE (1980) ein exponentieller Zusammenhang zwischen der Porosität  $\Phi$  und der Versenkungstiefe  $y$  (mit  $\Phi_0$  = Ausgangsporosität und  $c$  = Lithologie-abhängiger Parameter)

$$\Phi = \Phi_0 \cdot e^{-c \cdot y} \quad (\text{D-1})$$

Entsprechend FALVEY und MIDDLETON (1981) ist die Änderung der Porosität  $\Phi$  proportional zur Änderung der Auflast und somit zur Versenkungstiefe  $y$  und gleichzeitig proportional zum Verhältnis des Porenraums zum Skelettvolumen (mit  $\Phi_0$  = Ausgangsporosität und  $k$  = Lithologie-abhängiger Parameter)

$$1/\Phi = 1/\Phi_0 + k \cdot y \quad (\text{D-2})$$

### Dekompaktion

Ausgehend von Gleichung (D-1) errechnet sich das Porenvolumen zwischen der Tiefe  $y_1$  und  $y_2$  durch Integration der Porenraums zwischen  $y_1$  und  $y_2$

$$V_w = \int_{y_1}^{y_2} \Phi_0 \cdot e^{-c \cdot y} dy \quad (\text{D-3})$$

Dies ergibt bei der Integration

$$V_w = \frac{\Phi_0}{c} \cdot (e^{-c \cdot y_1} - e^{-c \cdot y_2}) \quad (\text{D-4})$$

Das Gesamtvolumen  $V_t$  setzt sich zusammen aus dem Porenraum  $V_w$  und dem Volumen der Sedimentkörner  $V_s$ . Somit ergibt sich für das Volumen der Sedimentkörner  $V_s$

$$V_s = V_t - V_w \quad (\text{D-5})$$

Betrachtet man nun das Volumen über einer Einheitsgrundfläche (Grundfläche  $A = 1\text{m}^2$ ) vereinfacht sich die Gleichung vom Volumens  $V$  auf die Tiefe  $y$

$$V = A \cdot y = 1 \cdot y = y \quad (\text{D-6})$$

und somit entsprechend Gleichung (D-5)

$$y_s = y_t - y_w = (y_2 - y_1) - \frac{\Phi_0}{c} \cdot (e^{-c \cdot y_1} - e^{-c \cdot y_2}) \quad (\text{D-7})$$

Bei Durchführung der Dekompaktionsrechnung bleibt das Volumen der Sedimentkörner unverändert ( $y'_s = y_s$ ), das Porenvolumen hingegen nimmt zu. Der Porenraum zwischen den dekomptierten Tiefen  $y'_1$  und  $y'_2$  über einer Einheitsfläche ist entsprechend Gleichung (D-4)

$$y'_w = \frac{\Phi_0}{c} \cdot (e^{-c \cdot y'_1} - e^{-c \cdot y'_2}) \quad (\text{D-8})$$

Die dekomptierte Mächtigkeit zwischen den Tiefen  $y'_1$  und  $y'_2$  berechnet sich entsprechend Gleichung (D-5)

$$y'_t = y'_2 - y'_1 = y_s + y'_w \quad (\text{D-9})$$

woraus sich entsprechend Gleichung (D-5) und Gleichung (D-8) ergibt

$$y'_2 - y'_1 = (y_2 - y_1) - \frac{\Phi_0}{c} \cdot (e^{-c \cdot y_1} - e^{-c \cdot y_2}) + \frac{\Phi_0}{c} \cdot (e^{-c \cdot y'_1} - e^{-c \cdot y'_2}) \quad (\text{D-10})$$

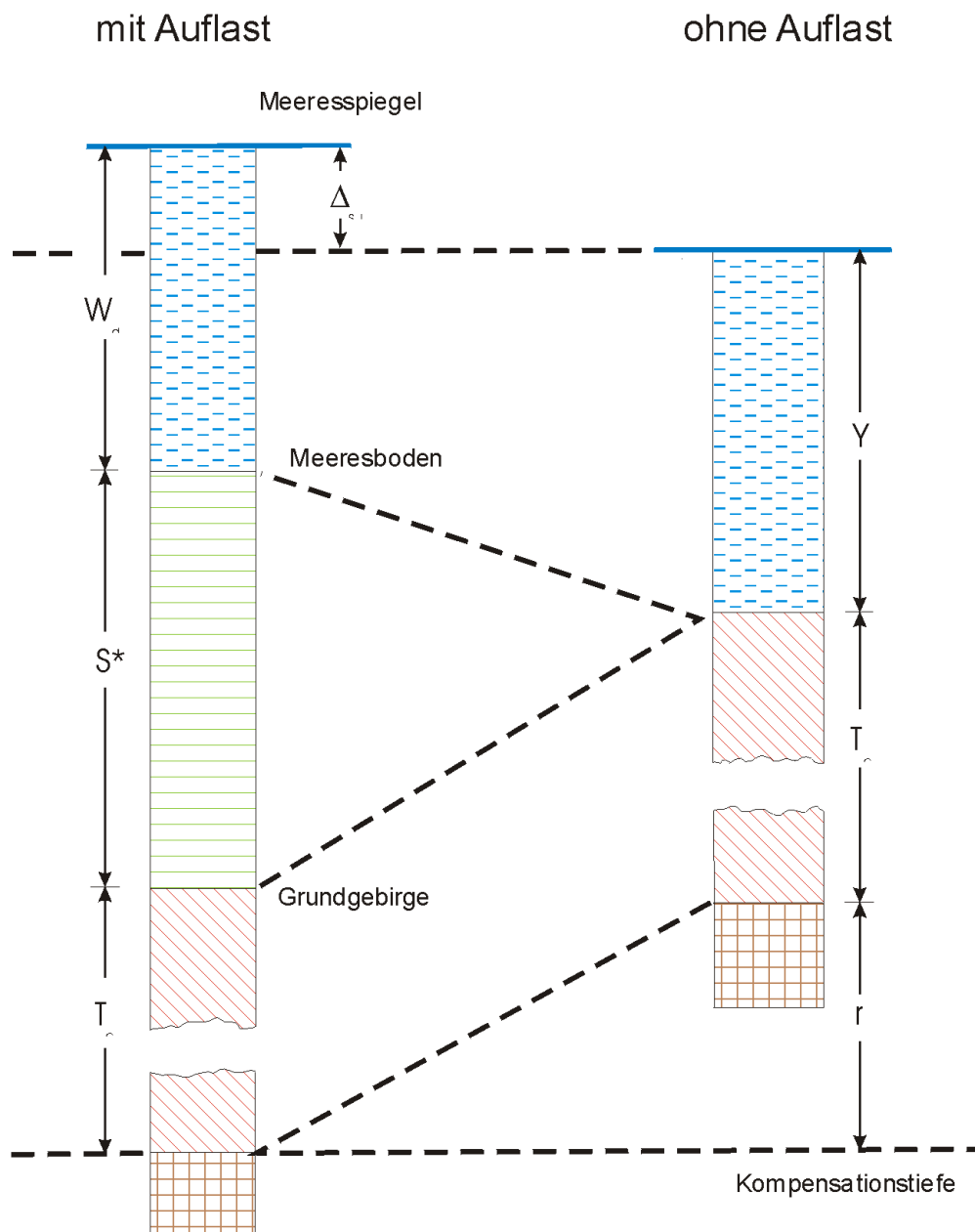
Gleichung (D-10) stellt die allgemeine Dekompaktionsgleichung dar. Anschaulich gesprochen handelt es sich um den mathematischen Ausdruck für die Hebung der Sedimentsäule entlang der exponentiellen Porositäts-Tiefen-Kurve (ALLEN und ALLEN, 1993). Die Lösung dieser Gleichung erfolgt auf numerischem Weg mit Hilfe von Computerprogrammen (z.B. Programm Backstrip nach ALLEN und ALLEN, 1993) oder mit Hilfe spezieller kommerzieller Software wie dem Mathematikprogramm Mathcad 8).

## Backstripping

### Einfluss der sedimentären Auflast

Das Porenvolumen  $V_w$  über einer Einheitsfläche  $A (=1\text{m}^2)$  ergibt sich entsprechend den Gleichungen (D-4) und (D-6) wie folgt

$$V_w = V_t \cdot \Phi = (y_2 - y_1) \cdot \Phi = \frac{\Phi_0}{c} \cdot (e^{-c \cdot y_1} - e^{-c \cdot y_2}) \quad (\text{D-11})$$



**Bild D-1:** Schematischer Zusammenhang zwischen belastetem und unbelastetem Fall für die Herleitung des Backstripping-Verfahrens (nach WATTS, 1992). Die Auflast im belasteten Fall ist die Sedimentsäule (in diesem Fall die Ozeanbodensedimente) mit der Mächtigkeit  $S^*$ .

Aufgelöst nach der Porosität  $\Phi$  folgt aus Gleichung (D-11) für ein beliebiges Tiefenintervall ( $y_2 - y_1$ )

$$\Phi = \frac{\Phi_0}{c} \cdot \frac{e^{-c \cdot y_1} - e^{-c \cdot y_2}}{y_2 - y_1} \quad (\text{D-12})$$

Analog ergibt sich für die Porosität  $\Phi$  nach Durchführung der Dekompaktion für die dekomptierten Tiefen  $y'_1$  und  $y'_2$

$$\Phi = \frac{\Phi_0}{c} \cdot \frac{e^{-c \cdot y'_1} - e^{-c \cdot y'_2}}{y'_2 - y'_1} \quad (D-13)$$

Die Gesamtdichte  $\rho_s$  der dekomptierten Schicht berechnet sich aus der Dichte  $\rho_w$  des Porenfluids, der Dichte der Sedimentkörner  $\rho_{sg}$  und der Porosität  $\Phi$  nach folgender Formel

$$\rho_s = \Phi \cdot \rho_w + (1 - \Phi) \cdot \rho_{sg} \quad (D-14)$$

Die Gesamtdichte der Sedimentsäule  $\rho_s$ , die sich aus  $i$  Schichten zusammensetzt, berechnet sich entsprechend

$$\bar{\rho}_s = \sum \left( \frac{\bar{\Phi}_i \cdot \rho_w + (1 - \bar{\Phi}_i) \cdot \rho_{sg_i}}{S} \right) \cdot y'_i \quad (D-15)$$

wobei  $\Phi_i$  die Porosität der  $i$ -ten Schicht,  $\rho_{sg_i}$  die Dichte der Sedimentkörner der  $i$ -ten Schicht,  $y_i$  die Mächtigkeit der  $i$ -ten Schicht und  $S$  die dekomptierte Gesamtmächtigkeit der Sedimentsäule darstellt.

### Backstripping (nach WATTS, 1992)

Die Korrektur der Gesamtsubsidenz um den Betrag der durch die Wasser- und Sedimentsäule verursachten Subsidenz, mit dem Ziel, die rein tektonisch bedingte Subsidenz zu erhalten, wird als BACKSTRIPPING bezeichnet (ALLEN und ALLEN, 1993).

Dazu betrachtet man zum einen den Druck  $p_s$ , der sich im Normalfall, d.h. mit sedimentärer Bedeckung, an der Basis der Kruste aufbaut (s.a. **Bild D-1**, mit Auflast).

$$p_s = W_d \cdot \rho_w \cdot g + S^* \cdot \rho_s \cdot g + T_c \cdot \rho_c \cdot g \quad (D-16)$$

mit  $W_d$  = Paläo-Wassertiefe in  $[m]$

$\rho_w$  = Dichte des Wassers in  $[kg / m^3]$

$g$  = Erdbeschleunigung in  $[m / s^2]$

$S^*$  = Mächtigkeit der Sedimentsäule in  $[m]$

$\rho_s$  = Dichte des Sediments in  $[kg / m^3]$

$T_c$  = Mächtigkeit der Kruste in  $[m]$

$\rho_c$  = Dichte der Kruste in  $[kg / m^3]$

Zum anderen berechnet sich der Druck  $p_t$  an der Basis eines Schnitts durch die Lithosphäre für den Fall, dass man sich die sedimentäre Auflast wegdenkt, wie folgt (s.a. **Bild D-1**, ohne Auflast)

$$p_t = Y \cdot \rho_w \cdot g + T_c \cdot \rho_c \cdot g + r \cdot \rho_m \cdot g \quad (\text{D-17})$$

mit  $Y$  = Wassertiefe im unbelasteten Fall = Tektonische Subsidenz in  $[m]$

$\rho_w$  = Dichte des Wassers in  $[kg / m^3]$

$g$  = Erdbeschleunigung in  $[m / s^2]$

$T_c$  = Mächtigkeit der Kruste in  $[m]$

$\rho_c$  = Dichte der Kruste in  $[kg / m^3]$

$r$  = Mächtigkeit des Mantels in  $[m]$

$\rho_m$  = Dichte des Mantels in  $[kg / m^3]$

Aus **Bild D-1** ergibt sich folgender Zusammenhang für die Distanz  $r$  (= Differenz Kompensations-tiefe zur Basis der Kruste für den ‚sedimentlosen‘ Fall)

$$r = S^* + W_d - \Delta_{SL} - Y \quad (\text{D-18})$$

mit  $S^*$  = Mächtigkeit der Sedimentsäule in  $[m]$

$W_d$  = Paläo-Wassertiefe in  $[m]$

$\Delta_{SL}$  = Eustatische Meeresspiegelschwankung in  $[m]$

$Y$  = Wassertiefe im unbelasteten Fall = Tektonische Subsidenz in  $[m]$

Löst man nun Gleichung (D-16) und (D-17) nach dem Term  $T_c \cdot \rho_c \cdot g$  und setzt diese gleich, ergibt sich

$$W_d \cdot \rho_w \cdot g + S^* \cdot \rho_s \cdot g = Y \cdot \rho_w \cdot g + r \cdot \rho_m \cdot g \quad (\text{D-19})$$

Dividiert durch die Erdbeschleunigung  $g$  und aufgelöst nach  $r$  folgt weiter

$$r = \frac{-Y \cdot \rho_w + W_d \cdot \rho_w + S^* \cdot \rho_s}{\rho_m} \quad (\text{D-20})$$

Setzt man nun Gleichung (D-20) in Gleichung (D-18) ergibt sich

$$\frac{-Y \cdot \rho_w + W_d \cdot \rho_w + S^* \cdot \rho_s}{\rho_m} = S^* + W_d - \Delta_{SL} - Y \quad (\text{D-21})$$



und weiter

$$-Y \cdot \rho_w + W_d \cdot \rho_w + S^* \cdot \rho_s = (S^* + W_d - \Delta_{SL} - Y) \cdot \rho_m \quad (D-22)$$

$$-Y \cdot \rho_w + W_d \cdot \rho_w + S^* \cdot \rho_s = S^* \cdot \rho_m + W_d \cdot \rho_m - \Delta_{SL} \cdot \rho_m - Y \cdot \rho_m \quad (D-23)$$

$$Y \cdot \rho_m - Y \cdot \rho_w = S^* \cdot \rho_m - S^* \cdot \rho_s + W_d \cdot \rho_m - W_d \cdot \rho_w - \Delta_{SL} \cdot \rho_m \quad (D-24)$$

$$Y \cdot (\rho_m - \rho_w) = S^* \cdot (\rho_m - \rho_s) + W_d \cdot (\rho_m - \rho_w) - \Delta_{SL} \cdot \rho_m \quad (D-25)$$

Dividiert man nun Gleichung (D-25) durch den Term  $(\rho_m - \rho_w)$  ergibt sich für die um die sedimentäre Auflast  $S^*$ , um die Paläowassertiefe  $W_d$  und um die Meeresspiegelschwankung  $\Delta_{SL}$  korrigierte tektonische Subsidenz  $Y$  folgende allgemeingültige Gleichung (s.a. STECKLER und WATTS, 1978)

$$Y = S^* \cdot \frac{(\rho_m - \rho_s)}{(\rho_m - \rho_w)} + W_d - \Delta_{SL} \cdot \frac{\rho_m}{(\rho_m - \rho_w)} \quad (D-26)$$

mit  $Y$  = Wassertiefe im unbelasteten Fall = Tektonische Subsidenz in [m]

$S^*$  = Mächtigkeit der Sedimentsäule in [m]

$\rho_m$  = Dichte des Mantels in [ $kg / m^3$ ]

$\rho_s$  = Dichte des Sediments in [ $kg / m^3$ ]

$\rho_w$  = Dichte des Wassers in [ $kg / m^3$ ]

$W_d$  = Paläo-Wassertiefe in [m]

$\Delta_{SL}$  = Eustatische Meeresspiegelschwankung in [m]

Durch eine einfache Umformung von Gleichung (D-26) ergibt sich die bei ALLEN und ALLEN (1993) und BOND und KOMINZ (1984) übliche Schreibweise

$$Y = S^* \cdot \frac{(\rho_m - \rho_s)}{(\rho_m - \rho_w)} + W_d - \Delta_{SL} \cdot \frac{\rho_m}{(\rho_m - \rho_w)} + \Delta_{SL} \cdot \frac{\rho_w}{(\rho_m - \rho_w)} - \Delta_{SL} \cdot \frac{\rho_w}{(\rho_m - \rho_w)} \quad (D-27)$$

$$Y = S^* \cdot \frac{(\rho_m - \rho_s)}{(\rho_m - \rho_w)} + W_d - \Delta_{SL} \cdot \left( \frac{\rho_m}{(\rho_m - \rho_w)} - \frac{\rho_w}{(\rho_m - \rho_w)} \right) - \Delta_{SL} \cdot \frac{\rho_w}{(\rho_m - \rho_w)} \quad (D-28)$$

$$Y = S^* \cdot \frac{(\rho_m - \rho_s)}{(\rho_m - \rho_w)} + W_d - \Delta_{SL} \cdot \frac{(\rho_m - \rho_w)}{(\rho_m - \rho_w)} - \Delta_{SL} \cdot \frac{\rho_w}{(\rho_m - \rho_w)} \quad (D-29)$$

Aus Gleichung (D-29) ergibt sich nun direkt die folgende, gebräuchliche Formel zur Ermittlung der tektonischen Subsidenz  $Y$

$$Y = S^* \cdot \frac{(\rho_m - \rho_s)}{(\rho_m - \rho_w)} - \Delta_{SL} \cdot \frac{\rho_w}{(\rho_m - \rho_w)} + W_d - \Delta_{SL} \quad (\text{D-30})$$

mit  $Y$  = Wassertiefe im unbelasteten Fall = Tektonische Subsidenz in [m]

$S^*$  = Mächtigkeit der Sedimentsäule in [m]

$\rho_m$  = Dichte des Mantels in [ $kg / m^3$ ]

$\rho_s$  = Dichte des Sediments in [ $kg / m^3$ ]

$\rho_w$  = Dichte des Wassers in [ $kg / m^3$ ]

$W_d$  = Paläo-Wassertiefe in [m]

$\Delta_{SL}$  = Eustatische Meeresspiegelschwankung in [m]

## Anhang E - Grundlagen der Wärmelehre

### Wärmefluss $q$ und Wärmeleitfähigkeit $K$

Wärme ist definiert als Energie, die infolge einer Temperaturdifferenz oder eines Temperaturgradienten fließt (ROHSENOW und HARTNETT, 1973). Der Richtungsvektor zeigt von Orten höherer Temperatur zu Orten niedrigerer Temperatur (negatives Vorzeichen). Wärmetransport erfolgt durch

- Wärmeleitung (conduction)
- Konvektion (convection)
- Wärmestrahlung (radiation).

In Prinzip kann man sich die Temperatur als die Messung von kinetischer Energie von Molekülen eines Körpers vorstellen. Wenn die Temperatur nicht gleichmäßig über den ganzen Körper verteilt ist, fließt Wärme zu den Orten niedriger Temperatur bis eine homogene Temperaturverteilung erreicht ist. Der Vorgang, der zu diesem Temperatenausgleich führt, wird durch das Fouriersche Gesetz beschrieben.

Definition: Der Wärmefluss  $q$  bezeichnet den Transport von Wärme pro Einheitsfläche und pro Einheitszeitintervall und ist proportional zum Temperaturgradienten an diesem Punkt. Der Proportionalitätsfaktor wird als Wärmeleitfähigkeit  $K$  bezeichnet.

$$q = -K \cdot \text{grad}T \quad \text{mit} \quad \text{grad}T = \frac{\partial}{\partial z}T \quad (\text{E-1})$$

Das negative Vorzeichen berücksichtigt den Umstand, dass Wärme von höheren zu niedrigeren Temperaturen fließt. Wenn die Temperatur in der  $y$ -Richtung abnimmt, dann ist  $-\text{grad} T$  positiv und die Wärme fließt somit in die positive  $y$ -Richtung (GETTYS et al., 1989; S.367).

Die Einheit der Wärmeleitfähigkeit  $K$  ist  $\frac{\text{W}}{\text{m}\cdot\text{K}}$ . Sie ist eine Eigenschaft des Körpers, durch den die Wärme (durch Wärmeleitung!) fließt.

Aus Gleichung (E-1) ergibt sich, dass bei einem gegebenen Wärmefluss  $q$  eine hohe Wärmeleitfähigkeit  $K$  zu niedrigen geothermischen Gradienten  $\text{grad} T$  führt und umgekehrt.

Entsprechend TURCOTTE und SCHUBERT (1982), S.136 o., ergeben sich folgende Wertebereiche für geologische Bedingungen:

- Die Wärmeleitfähigkeit für Gesteine im Bereich der Erdoberfläche liegen durchschnittlich zwischen 2 und  $3 \frac{\text{W}}{\text{m}\cdot\text{K}}$ .
- Die Werte für den Temperaturgradienten liegen zwischen 20 und 30 °K pro km .
- Aus den oben angegebenen Werten ergibt sich, dass der Wärmefluss im Bereich der Erdoberfläche zwischen 0.04 und  $0.09 \frac{\text{W}}{\text{m}^2}$  liegen muss.

Im geowissenschaftlichen Bereich wird für den Wärmefluss oft die Einheit HFU (=Heat Flow Unit) verwendet (FOWLER, 1990). Eine HFU ist wie folgt definiert

$$[q] = 1 \cdot \text{HFU} = 10^{-6} \cdot \frac{\text{cal}}{\text{cm}^2 \cdot \text{s}} = 0.042 \cdot \frac{\text{W}}{\text{m}^2} \quad (\text{E-2})$$

### Spezifische Wärmekapazität c

Jeder Stoff hat die Fähigkeit, Wärme zu speichern. Diese Fähigkeit ist von seiner spezifischen Wärmekapazität abhängig. Der Betrag an Wärme Q, der nötig ist, um 1 kg eines bestimmten Materials um eine Temperatur von 1°C (bzw. 1°K) zu erhöhen, wird als spezifische Wärmekapazität c bezeichnet (KAPPELMEYER und HAENEL, 1974).

$$c = \frac{Q}{m(T_2 - T_1)} \quad (\text{E-3})$$

Die Einheit der spezifischen Wärmekapazität c ist wie folgt

$$[c] = \frac{\text{J}}{\text{kg} \cdot ^\circ\text{K}} \quad (\text{E-4})$$

Das Produkt aus der Masse m und der spezifischen Wärmekapazität c wird als Wärmekapazität bezeichnet. Sie bezeichnet die Wärme Q, die nötig ist, um eine Masse m um 1°C (bzw. 1°K) zu erhöhen.

### Thermische Diffusivität κ

Eine andere thermische Eigenschaft von Stoffen ist die thermische Diffusivität κ. Die thermische Diffusivität κ ist ein Maß, inwieweit sich Temperaturänderungen in einem Stoff ausbreiten können (YALCIN et al., 1997). Die thermische Diffusivität κ hängt von der Wärmeleitfähigkeit K, der spezifischen Wärmekapazität c und der Dichte ρ eines gegebenen Stoffes ab.

$$\kappa = \frac{K}{c \cdot \rho} \quad (\text{E-5})$$

Die Einheit der thermischen Diffusivität κ ergibt sich wie folgt

$$[\kappa] = \frac{\frac{\text{W}}{\text{m} \cdot \text{K}}}{\frac{\text{J}}{\text{kg} \cdot \text{K}} \cdot \frac{\text{kg}}{\text{m}^3}} = \frac{\frac{1}{\text{m}}}{\text{s} \cdot \frac{1}{\text{m}^3}} = \frac{\text{m}^2}{\text{s}} \quad (\text{E-6})$$

## Wärmetransportgleichungen

Folgende Differentialgleichung beschreibt nach CARSLAW und JAEGER (1959) den Wärmetransport in einem **homogenen und isotropen Festkörper unter Gleichgewichtsbedingungen**. Weiterhin wird angenommen, dass die Wärmeleitfähigkeit unabhängig von der Temperatur T ist. Die Koordinatenachsen werden durch x, y und z bezeichnet

$$\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = 0 \quad (\text{E-7})$$

Befindet sich das System **nicht im Gleichgewicht**, d.h. Wärme wird zu- oder abgeführt, ergibt sich folgende Differentialgleichung

$$\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = \frac{\rho \cdot c}{K} \cdot \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{1}{\kappa} \cdot \frac{\partial T}{\partial t} \quad (\text{E-8})$$

Betrachtet man weiterhin den Umstand, dass das System nicht nur **nicht im Gleichgewicht** ist, sondern der betreffende Körper auch **nicht isotrop** ist, d.h. die Wärmeleitfähigkeit K von der Richtung abhängt, ergibt sich

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( K_x \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K_y \frac{\partial T}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_z \frac{\partial T}{\partial z} \right) = \rho \cdot c \cdot \frac{\partial T}{\partial t} \quad (\text{E-9})$$

Für den Fall, dass der Wärmetransport nicht nur durch Wärmeleitung stattfindet, sondern auch durch Konvektion, erhält Gleichung (E-) auch einen konvektiven Term S

$$\frac{\partial(K_x \cdot \partial T)}{\partial x^2} + \frac{\partial(K_y \cdot \partial T)}{\partial y^2} + \frac{\partial(K_z \cdot \partial T)}{\partial z^2} = \rho \cdot c \cdot \frac{\partial T}{\partial t} + S \quad (\text{E-10})$$

Für den Fall, dass die Konvektion durch Wasser erfolgt, ergibt sich für S

$$S = c_w \cdot \rho_w \left( v_x \cdot \frac{\partial T}{\partial x} + v_y \cdot \frac{\partial T}{\partial y} + v_z \cdot \frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad (\text{E-11})$$

wobei  $v_x$ ,  $v_y$ ,  $v_z$  die Geschwindigkeit des Wassers in x-, y- oder z-Richtung beschreiben und  $\rho_w$  die Dichte von Wasser und  $c_w$  die spezifische Wärmekapazität von Wasser ist.

## Anhang F - Das Lopatin-Modell

### Herleitung

Die Tatsache, dass sowohl Zeit als auch Temperatur entscheidende Faktoren bei der Bildung und Zerstörung ('cracking') von Erdölen sind, ist lange bekannt. Der Verdienst des Russen Lopatin war es aber, eine Methode entwickelt zu haben, die eine Quantifizierung der Maturität (=Reifegrad) von Kohlenwasserstoffen in Abhängigkeit der beiden oben genannten Parameter ermöglicht (LOPATIN, 1971).

Diese sogenannte Lopatin-Methode beruht im wesentlichen auf der Annahme, dass die Beziehung zwischen Zeit und Maturität linear, die zwischen Temperatur und Maturität hingegen exponentiell verläuft. Die Berechnung der Maturitäten einzelner Horizonte erfolgt nach dem unten beschriebenen Ablauf (WAPLES, 1980):

- (1) Als erstes muss ein Zeit-Tiefen-Diagramm erstellt werden, wie es in **Bild F-1** zu sehen ist. Bei diesem ist in Richtung der negativen x-Achse die Zeit, in Richtung der negativen y-Achse die Tiefe angetragen. Die Konstruktion der Subsidenzkurven für die einzelnen Horizonte beruht auf den Zeit- und Mächtigkeitsangaben aus den Bohrlochprotokollen, wobei Schichtlücken durch Schlussfolgerungen, die aus dem Verlauf der Geologischen Geschichte gezogen werden müssen, ergänzt werden.
- (2) Der nächste Schritt ist die Unterteilung des Diagramms in 10°C-Intervalle, die von dem Verlauf des Geothermischen Gradienten über die Zeit abhängen (in **Bild F-1** ist ein über 270 Ma gleichgebliebener Gradient von 30°/1000m angenommen). Das Temperaturintervall zwischen 100° und 110° wird als Ausgangsintervall genommen und mit dem Wert n=0 belegt. Den übrigen Temperaturintervallen werden, von diesem Nullwert ausgehend, die in **Tabelle F-1** dargestellten Indexwerte zugeordnet.

Temperaturintervall (°C)	Indexwert n	γ-Faktor	Temperaturintervall (°C)	Indexwert n	γ-Faktor
30 - 40	-7	r <sup>-7</sup>	110 - 120	1	r <sup>1</sup>
40 - 50	-6	r <sup>-6</sup>	120 - 130	2	r <sup>2</sup>
50 - 60	-5	r <sup>-5</sup>	130 - 140	3	r <sup>3</sup>
60 - 70	-4	r <sup>-4</sup>	140 - 150	4	r <sup>4</sup>
70 - 80	-3	r <sup>-3</sup>	150 - 160	5	r <sup>5</sup>
80 - 90	-2	r <sup>-2</sup>	160 - 170	6	r <sup>6</sup>
90 - 100	-1	r <sup>-1</sup>	170 - 180	7	r <sup>7</sup>
100 - 110	0	1	.....	m	r <sup>m</sup>

**Tabelle F-1:** Indexwerte und γ-Faktoren für verschiedene Temperaturintervalle (Werte aus WAPLES, 1980).

- (3) Die Definition des γ-Faktors berücksichtigt den exponentiellen Zusammenhang zwischen Temperatur und Maturität:

$$\gamma = r^n \tag{F-1}$$

Als Wert für r wird in Anlehnung LOPATIN (1971) der Wert 2<sup>1</sup> angenommen. Dies bedeutet, dass sich der  $\gamma$ -Faktor alle 10°C verdoppelt. Nimmt man den  $\gamma$ -Faktor als Maß für die Reaktionsgeschwindigkeit, ergibt sich aus dem Wert 2 für den Faktor r ebenfalls eine Verdoppelung der Reaktionsgeschwindigkeit für jedes Temperaturintervall von 10°C.

Eine theoretische Berechnung der Reaktionsgeschwindigkeit basiert auf der Arrhenius-Gleichung. Eine Ableitung der Verdoppelung der Reaktionsrate bei einer Temperaturerhöhung von 10°C lässt sich auf Basis der Arrhenius-Gleichung nicht begründen (siehe dazu auch die Anmerkung am Ende von Anhang F).

$$k = A \cdot e^{\left(\frac{-E}{R \cdot T}\right)} \quad (\text{F-2})$$

mit A = Frequenzfaktor in [1/s]

E = Aktivierungsenergie in [J/mol]

R = Allgemeine Gaskonstante in [J/(mol · °K)] = 8,314 J/(mol · °K)

T = Temperatur in [°K]



**Bild F-1:** Lopatin-Diagramm für die Bohrung Miserey 1

<sup>1</sup> Wegen der Komplexität der an der Reifung von Kohlenwasserstoffen beteiligten Reaktionen und des breiten Temperaturbereichs, in dem diese stattfinden, ist eine theoretische Berechnung eines Werts für r nicht möglich. Korrelationen zwischen TTI-Werten und Vitrinitätswerten ergaben für r Werte zwischen 1,0 und 10. Die beste Übereinstimmung liegt zwischen 1,6 und 2,5, so dass ein empirischer Wert von 2 sinnvoll erscheint (WAPLES, 1980).

(4) Zur Berechnung der Teilmaturität  $\Delta M_i$  wird der  $\gamma$ -Faktor für das i-te Temperaturintervall mit der Zeitspanne  $\Delta t_i$  multipliziert, die das Sediment in diesem Temperaturintervall verbracht hat:

$$\Delta M_i = \Delta t_i \cdot \gamma = \Delta t_i \cdot r^n \quad (\text{F-3})$$

(5) Die Berechnung der Gesamtmaturität TTI (= 'Time-Temperature-Index') erfolgt nun durch die Addition der einzelnen Teilmaturitäten  $\Delta M_i$ . Grundlage dieser Berechnung ist die Tatsache, dass sich die Auswirkungen der Maturitätsprozesse auf organische Sedimente aufsummieren. Somit ergibt sich

$$TTI = \sum_{n_{\min}}^{n_{\max}} (\Delta t_n \cdot r^n) \quad (\text{F-4})$$

wobei  $n_{\max}$  bzw.  $n_{\min}$  den höchsten bzw. niedrigsten n-Wert für die ermittelten Temperaturintervalle darstellt.

Die Interpretation der TTI-Maturitäten geschieht durch die Korrelation verschiedener Stadien der Kohlenwasserstoffentwicklung mit den entsprechenden TTI-Grenzwerten. Diese auf der Korrelation mit Vitrinitwerten beruhenden TTI-Zahlen sind in **Tabelle F-2** aufgelistet.

Stadien in der KW-Entwicklung	TTI-Wert	R <sub>o</sub> -Wert	TAI <sup>2</sup> -Wert
Einsetzen der Erdölgenese	15	0,65	2,65
Höhepunkt in der Erdölgenese	75	1,00	2,90
Ende der Erdölgenese	160	1,30	3,20
Endpunkt der Erdöle mit 40°API <sup>3</sup>	~500	1,75	3,60
Endpunkt der Erdöle mit 50°API	~1.000	2,00	3,70
Endpunkt der 'nassen Erdgase'	~1.500	2,20	3,75
Endpunkt der 'trockenen Erdgase'	>65.000	4,80	>4,00

**Tabelle F-2:** Korrelation von TTI-Werten mit bedeutenden Stadien der KW-Entwicklung (aus WAPLES, 1980).

### Korrelation TTI-Wert – Vitrinit-Reflexion %R<sub>o</sub>

Für die Korrelation von TTI-Werten mit den Werten der Vitrinit-Reflexion %R<sub>o</sub> gibt es unterschiedliche Ansätze. Zum Teil existieren direkte Umrechnungsformeln, die auf empirisch hergeleiteten Korrelationen beruhen (ISSLER, 1984; WAPLES, 1985; DYKSTRA, 1987). Zum Teil können solche Umrechnungsformeln auf Basis anderer Maturitätseinteilungen indirekt abgeleitet werden (PLATTE RIVER ASSOCIATES, 1995; auf Basis von HOOD et al., 1975; ROYDEN et al., 1980; GOFF, 1983).

<sup>2</sup> TAI = Thermal Alteration Index (STAPLIN, 1969). Bestimmung der Erdölreife mittels der Farbänderung von Cuttings.

<sup>3</sup> Formel für die Dichte von Erdölen in °API (API=American Petroleum Institute):

$$^{\circ}API = \frac{141,5}{\rho_{60^{\circ}F}} - 131,5 \quad \text{mit } \rho_{60^{\circ}F} = \text{relative Dichte bei } 60^{\circ}F$$



Im folgenden sind einige TTI-%R<sub>o</sub>-Korrelationen aufgeführt:

PLATTE RIVER ASSOCIATES (1995) auf Basis von HOOD et al. (1975):

$$\text{LogTTI} = 5,7670 \cdot \log R_o + 2,4764 \quad (\text{F-5})$$

PLATTE RIVER ASSOCIATES (1995) auf Basis von ROYDEN et al. (1980):

$$\text{LogTTI} = 5,7803 \cdot \log R_o + 2,0173 \quad (\text{F-6})$$

PLATTE RIVER ASSOCIATES (1995) auf Basis von GOFF (1983):

$$\text{LogTTI} = 4,8077 \cdot \log R_o + 2,2692 \quad (\text{F-7})$$

ISSLER (1984), für den Schelf vor Schottland:

$$\text{LogTTI} = 6,1841 \cdot \log R_o + 2,6557 \quad (\text{F-8})$$

ISSLER (1984), für das Gebiet der Grand Banks, Neufundland:

$$\text{LogTTI} = 7,2276 \cdot \log R_o + 2,7022 \quad (\text{F-9})$$

ISSLER (1984), für den Labrador-Schelf vor Ost-Kanada

$$\text{LogTTI} = 5,2824 \cdot \log R_o + 1,8075 \quad (\text{F-10})$$

ISSLER (1984), für das Canning-Becken, West-Australien

$$\text{LogTTI} = 3,6877 \cdot \log R_o + 1,6340 \quad (\text{F-11})$$

WAPLES (1985):

$$\text{LogTTI} = 4,1152 \cdot \log R_o + 1,8189 \quad (\text{F-12})$$

DYKSTRA (1987):

$$\text{LogTTI} = 4,2198 \cdot \log R_o + 1,9139 \quad (\text{F-13})$$

**Anmerkung zum Zusammenhang der Lopatinmethode mit der Arrhenius-Gleichung:**

Eine theoretische Berechnung der Reaktionsgeschwindigkeit basiert auf der Arrhenius-Gleichung (F-2). Bei einer Temperaturerhöhung von 10°C (oder °K) ergibt sich für die Reaktionsraten

$$\frac{k_{T+10}}{k_T} = \frac{A \cdot e^{\left(\frac{-E}{R(T+10)}\right)}}{A \cdot e^{\left(\frac{-E}{RT}\right)}} \quad (\text{F-14})$$

Diese Gleichung vereinfacht sich zu

$$\frac{k_{T+10}}{k_T} = e^{\left(\frac{E}{R} \frac{10}{T \cdot (T+10)}\right)} \quad (\text{F-15})$$

Dies zeigt die Abhängigkeit des Verhältnisses der Reaktionsraten von der Aktivierungsenergie E und der Temperatur T. Nimmt man plausible Werte (entsprechend BURNHAM und SWEENEY, 1989; SWEENEY und BURNHAM, 1990) für die Aktivierungsenergie E zwischen 34 kcal/mol (=140000 J/mol) und 72 kcal/mol (=300000 J/mol) (der Frequenzfaktor A kürzt sich raus), und wendet diese weiterhin auf einen Temperaturbereich von 0° bis ca. 250° C an, so ergibt die Gleichung (F-15), dass sich die Reaktionsrate k bei einem Temperaturanstieg von 10°C nicht zwangsweise verdoppelt. Im Gegenteil, es ergeben sich Werte, die zwischen dem 100-fachen und dem 1,5-fachen der Reaktionsrate k bei einem Temperaturanstieg von 10°C liegen. Dies belegt die empirische Annahme des Wertes von 2 für r nicht und steht somit in direktem Gegensatz zu den Aussagen bei WAPLES (1980)<sup>4</sup> und bei ALLEN und ALLEN (1993).

---

<sup>4</sup> Zum Beispiel WAPLES, 1980, S.919: „The Arrhenius equation states that the rates of chemical reactions approximately double for every 10°C rise in temperature. Lopatin himself accepted this rule and thus selected 2 for r.“

## Anhang G - Das VITRIMAT-Modell nach BURNHAM und SWEENEY (1989)

### Zusammenhang zwischen der Zusammensetzung und der Reflexivität von Vitrit

Zwischen der Zusammensetzung und dem Reflexionsvermögen von Vitrit besteht ein Zusammenhang, der seinen Ursprung in verschiedenen, empirisch bestimmten Formeln findet. So ist die Vitrit Reflexion  $\%R_o$  logarithmisch mit dem H/C-Verhältnis korreliert (MCCARTNEY und ERGUN, 1958; NEAVEL, 1981). Hierbei ist  $\%R_o$  der Prozentsatz an Licht, der in einer Ölimmersion reflektiert wird.

$$\%R_o = 15,64 \cdot e^{(-3,6 \cdot H/C)} \quad (G-1)$$

Der Tatsache, dass zunehmender Sauerstoffgehalt den Betrag der Vitrit-Reflexion vermindert (KREVELEN, 1976; MCCARTNEY und ERGUN, 1958; MCCARTNEY und TEICHMÜLLER, 1972) drückt sich in der Gleichung (G-2) aus. Laut BURNHAM und SWEENEY (1989) gilt folgende Formel

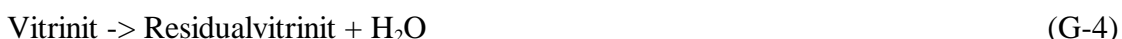
$$\%R_o = 12 \cdot e^{(-3,3 \cdot H/C)} - O/C \quad (G-2)$$

Daneben existiert ebenfalls eine Beziehung zwischen der Vitrit Reflexion  $\%R_o$  und dem Kohlenstoffgehalt C (KREVELEN, 1961; MCCARTNEY und TEICHMÜLLER, 1972; HUNT, 1995). Laut BURNHAM und SWEENEY (1989) besteht folgender Zusammenhang

$$\%R_o = e^{(-1,25+4,5 \cdot \Delta+300 \cdot \Delta^5+1,6 \cdot 10^8 \cdot \Delta^{15})} \quad \text{mit} \quad \Delta = \frac{(\text{Gew}\%C - 65)}{100} \quad (G-3)$$

### VITRIMAT: Modell der Maturitätsentwicklung nach BURNHAM und SWEENEY (1989)

Über die oben aufgeführten Gleichungen hinaus gehend, wurde von Burnham und Sweeney ein kinetisches Modell entwickelt, mit dem der C-Gehalt sowie das H/C- und das O/C-Verhältnis als Funktion von Zeit und Temperatur berechnet werden kann (BURNHAM und SWEENEY, 1989; SWEENEY und BURNHAM, 1990). Während der frühen Diagenese kommt es bei der Inkohlung in erster Linie zum Austritt von Wasser und Kohlendioxid. Mit zunehmender Inkohlung werden Kohlenwasserstoffe freigesetzt. Insgesamt lassen sich folgende vier, voneinander unabhängigen Reaktionen identifizieren:



Die Zusammensetzung des Residualvitrinites lässt sich in Abhängigkeit der Ausgangszusammensetzung und der Menge der bei der Reaktion freigesetzten Komponenten ( $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_n$ ,  $\text{CH}_4$ ) aus den Gleichungen (G-4) bis (G-7) berechnen.



Laut BURNHAM und SWEENEY (1989)<sup>5</sup> ergibt sich aus Gleichung (G-8) durch Ersatz der absoluten Werte a, b, c, d durch die relativen Anteile  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\gamma$ ,  $\delta$  folgender Zusammenhang

$$\delta = \frac{\left( \chi - 2 \cdot \gamma \cdot \alpha - 2 \cdot \gamma - \chi \cdot \frac{1 - \gamma \cdot \beta}{2 - \gamma} \right)}{(4 - \chi)} \quad (\text{G-9})$$

mit  $\alpha = \text{O}_{\text{H}_2\text{O}}/\text{O}_{\text{aus}} =$  Anteil O, der von der Ausgangszusammensetzung als  $\text{H}_2\text{O}$  entfernt wird  
 mit  $\beta = \text{O}_{\text{CO}_2}/\text{O}_{\text{aus}} =$  Anteil O, der von der Ausgangszusammensetzung als  $\text{CO}_2$  entfernt wird  
 mit  $\gamma = \text{C}_{\text{CH}_n}/\text{C}_{\text{aus}} =$  Anteil C, der von der Ausgangszusammensetzung als  $\text{CH}_n$  entfernt wird  
 mit  $\delta = \text{C}_{\text{CH}_4}/\text{C}_{\text{aus}} =$  Anteil C, der von der Ausgangszusammensetzung als  $\text{CH}_4$  entfernt wird  
 Hierbei repräsentiert  $\chi$  das H/C-Verhältnis nach Abschluss der Reaktionen (G-3) bis (G-6).

Weiterhin wird angenommen, dass sich jede dieser Reaktionen (G-4) bis (G-7) tatsächlich aus einem komplexen Satz paralleler Einzelreaktionen zusammensetzt, die jeweils durch Arrhenius-Gleichungen 1. Ordnung beschrieben werden können. Wie groß die Menge einer bestimmten Komponente ( $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_n$ ,  $\text{CH}_4$ ) zu einem bestimmten Zeitpunkt t ist, hängt von den Reaktionsraten (G-11) dieser Einzelreaktionen ab. Im VITRIMAT-Modell setzen sich diese 4 grundlegenden Reaktionen (G-4) bis (G-7) wiederum aus 35 parallelen Einzelreaktionen (s.a. **Tabelle G-1**) zusammen.

Die chemischen Reaktionen werden durch eine kinetische Gleichung 1. Ordnung beschrieben.

$$\frac{\partial C_i}{\partial t} = -k_i \cdot C_i \quad (\text{G-10})$$

wobei  $C_i$  stellvertretend für das jeweilige Ausgangsprodukt in jeder dieser 35 parallelen Einzelreaktionen steht. Unter der Annahme genügend hohen Drucks, lässt sich die Reaktionskonstante k mit Hilfe der Arrhenius-Gleichung ermitteln.

$$k = A \cdot e^{\left(\frac{-E}{RT}\right)} \quad (\text{G-11})$$

---

<sup>5</sup> leider ohne Herleitung

mit  $A$  = Frequenzfaktor in  $[1/s]$   
 $E$  = Aktivierungsenergie in  $[kcal/mol]$   
 $R$  = Allgemeine Gaskonstante in  $[cal/(mol \cdot ^\circ K)]$   
 $T$  = Temperatur in  $[^\circ K]$

Über die Reaktionsrate  $k$  ergibt sich somit die Temperaturabhängigkeit der einzelnen Reaktionen (G-4) bis (G-7). Weiterhin wird angenommen, dass der Frequenzfaktor  $A$  für alle Reaktionen innerhalb eines Reaktionsatzes ( $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $CH_n$ ,  $CH_4$ ) gleich bleibt, während die Aktivierungsenergie  $E$  von der jeweiligen Reaktion abhängt (s.a. **Tabelle G-1**).

Aktivierungsenergie E (in kcal/mol)	H <sub>2</sub> O (in %)	CO <sub>2</sub> (in %)	CH <sub>n</sub> (in %)	CH <sub>4</sub> (in %)
38	5			
40	10			
42	15	5		
44	20	15		
46	20	25	5	
48	15	25	10	
50	10	15	20	7
52	5	10	30	12
54		5	20	14
56			10	13
58			5	12
60				11
62				9
64				7
66				5
68				4
70				3
72				2
74				1

**Tabelle G-1:** Kinetische Konstanten für das VITRIMAT-Modell, mit  $A = 2 \times 10^{13} s^{-1}$  für  $CH_n$  und  $A = 1 \times 10^{13} s^{-1}$  für alle anderen (aus BURNHAM und SWEENEY, 1989).

Betrachtet man den gesamten Vorgang als geschlossenes System, ergibt sich für einen bestimmten Zeitpunkt  $t$  ein spezifischer Anteil  $f_i$  für die  $i$ -te Komponente. Dies bedeutet im Kontext der unter (G-4) bis (G-7) aufgeführten Reaktionen, dass z.B. die Komponente  $H_2O$  zu einem beliebigen Zeitpunkt  $t$  zum Bruchteil  $f_\alpha$  gebildet wird. Zum Zeitpunkt  $t = t_0$  ist der Bruchteil  $f_\alpha = 0$ , d.h. es ist noch über kein  $H_2O$  entstanden. Zum Zeitpunkt  $t = t_{end}$  ist der Bruchteil  $f_\alpha = 1$ , d.h. es ist alles  $H_2O$  bereits gebildet. Somit entspricht die Menge an entstandenen  $H_2O$  bzgl. der Ausgangssubstanz dem Wert  $a$  laut Gleichung (G-8) bzw. dem Wert  $\alpha$  laut Gleichung (G-9). Die Berechnung der Bruchteile  $f_i$  kann aus den kinetischen Gleichungen (G-11) durch Integration nach BRAUN und BURNHAM (1987) erfolgen. Die hierzu benötigten Werte für den Frequenzfaktor  $A$  und für die Aktivierungsenergie  $E$  ergeben sich empirisch aus den Resultaten geologischer Untersuchungen und ebenso aus den Resultaten chemischer Laborversuche (s.a. **Tabelle G-1**).

Definiert man weiterhin  $f_i$  als den Anteil der i-ten Komponente (an der Gesamtzusammensetzung), ergeben sich nach BURNHAM und SWEENEY (1989), leider ohne Herleitung, für das H/C- bzw. für das O/C-Verhältnis nach Abschluss der Reaktionen folgende Gleichungen:

$$\frac{H}{C} = \frac{(x - 2 \cdot y \cdot \alpha \cdot f_\alpha - n \cdot \gamma \cdot f_\gamma - 4 \cdot \delta \cdot f_\delta)}{\left(1 - \frac{y \cdot \beta \cdot f_\beta}{2} - \gamma \cdot f_\gamma - \delta \cdot f_\delta\right)} \quad (\text{G-12})$$

$$\frac{O}{C} = \frac{y \cdot (1 - \alpha \cdot f_\alpha - \beta \cdot f_\beta)}{\left(1 - \frac{y \cdot \beta \cdot f_\beta}{2} - \gamma \cdot f_\gamma - \delta \cdot f_\delta\right)} \quad (\text{G-13})$$

Auf Basis des H/C-Verhältnisses aus Gleichung (G-12) und des O/C-Verhältnisses aus Gleichung (G-13) lässt sich mittels Gleichung (G-14) der Gewichtsanteil an C für den Residualvitrinit nach Abschluss der Reaktion berechnen.

$$\text{Gew}\%C = \frac{1200}{\left(12 + \frac{H}{C} + 16 \cdot \frac{O}{C}\right)} - 1,5 \quad (\text{G-14})$$

Die Konstante 1,5 bezeichnet die Elimination von Stickstoff und von anderen Elementen. Es wird angenommen, dass dieser Vorgang unabhängig von der allgemeinen Reaktionsrate erfolgt (d.h. der Wert 1,5 ist konstant).

Die Werte für H/C (G-12), O/C (G-13) und Gew% C (G-14) lassen sich nun in die Gleichungen (G-1) bis (G-3) einsetzen, woraus sich der jeweilige Reflexionswert %R<sub>0</sub> berechnet werden kann.

Unter Annahme einer Zusammensetzung des primären Vitrinites von CH<sub>0,5</sub>O<sub>0,35</sub> (Werte nach BURNHAM und SWEENEY, 1989):

Werte vor Einsatz der Inkohlung:  $x = \text{H/C} = 0,5$   
 $y = \text{O/C} = 0,35$

und unter Annahme folgender Werte für den Residualvitrinit nach Abschluss der Reaktionen:

Maximalwerte nach Inkohlung:  $\chi = \text{H/C} = 0,28$   
 $\alpha = 0,25$  (H<sub>2</sub>O)  
 $\beta = 0,70$  (CO<sub>2</sub>)  
 $\gamma = 0,01$  (CH<sub>n</sub>) mit  $n = 1,7$

Bei Einsatz dieser Werte in die Gleichung (G-9) ergibt sich für den Wert von  $\text{CH}_4$ :  $\delta = 0,125$ .

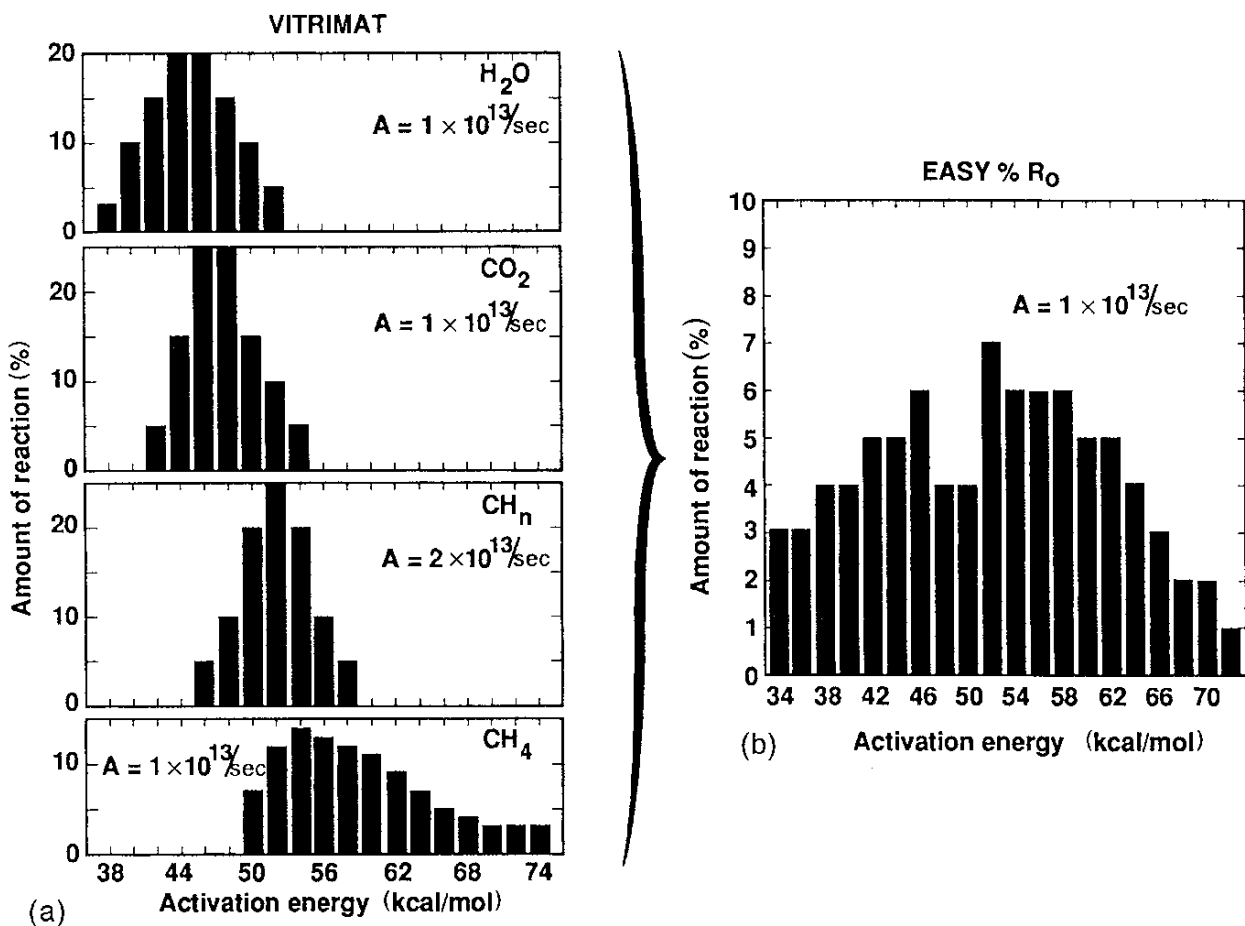
Für den H/C-Wert ergibt sich ein Wert von 0,28 (Annahme, s.o.), für den O/C-Wert ergibt sich ein Wert von 0,024.

Setzt man die Werte 0,28 für H/C und 0,024 für O/C in Gleichung (G-2) ein, ergibt sich ein maximaler Reflexionswert  $\%R_o$  von 4,74.

Eingesetzt in Gleichung (G-14) ergibt sich ein maximaler Wert von 93,3 % für Gew%C. Wiederum eingesetzt in Gleichung (G-3) ergibt sich ein maximaler Wert 4,62% für den Reflexionswert  $\%R_o$ . Insgesamt lässt sich das VITRIMAT-Modell auf  $\%R_o$ -Werte von 0,3 bis ca. 4,5 anwenden.

## Anhang H - Das EASY%R<sub>0</sub>-Modell nach SWEENEY und BURNHAM (1990)

Das EASY%R<sub>0</sub> wurde aufbauend auf das VITRIMAT-Modell entwickelt. Für das VITRIMAT-Modell ergeben sich aus den 4 grundlegenden Reaktionen (G-4) bis (G-7) 35 parallele Einzelreaktionen (s.a. **Tabelle G-1** in **Anhang G** und **Bild H-1a**). Im EASY%R<sub>0</sub>-Modell werden diese vier Reaktionen zu einer Reaktion zusammengefasst. Die Verteilung der Aktivierungsenergien E wurde mit Hilfe des VITRIMAT-Modells geeicht. Die Werte für Aktivierungsenergien E und stöchiometrischen Faktoren f sowie für den Frequenzfaktor A finden sich in **Tabelle H-1** (s.a. **Bild H-1b**). Im Vergleich zum VITRIMAT-Modell ergeben sich statt 35 Einzelreaktionen, verteilt auf 4 chemische Reaktionen, nun 20 Einzelreaktionen für ein bestimmtes Temperaturintervall (s.a. **Bild H-1**).



**Bild H-1:** Verteilung von Aktivierungsenergien E und Frequenzfaktoren A für das VITRIMAT-Modell (Bild (a), nach BURNHAM und SWEENEY, 1989) und für das EASY%R<sub>0</sub>-Modell (Bild (b), nach SWEENEY und BURNHAM, 1990). Bild aus SWEENEY und BURNHAM, 1990).



Wie beim VITRIMAT-Modell (BURNHAM und SWEENEY, 1989) werden die chemischen Reaktionen durch eine kinetische Gleichung 1. Ordnung beschrieben.

$$\frac{\partial w}{\partial t} = -k \cdot w \quad (\text{H-1})$$

mit  $w$  = Menge der Ausgangssubstanz, die nicht reagiert hat, in [mol]  
 $t$  = Zeit in [s]  
 $k$  = Reaktionsrate in [1/s]

Die Reaktionsrate  $k$  kann mit Hilfe der Arrhenius-Gleichung berechnet werden.

$$k = A \cdot e^{\left(\frac{-E}{RT}\right)} \quad (\text{H-2})$$

mit  $A$  = Frequenzfaktor in [1/s]  
 $E$  = Aktivierungsenergie in [kcal/mol]  
 $R$  = Allgemeine Gaskonstante in [cal/(mol · °K)]  
 $T$  = Temperatur in [°K]

Aktivierungsenergie E (in kcal/mol)	Stöchiometrischer Faktor $f_i$
34	0,03
36	0,03
38	0,04
40	0,04
42	0,05
44	0,05
46	0,06
48	0,04
50	0,04
52	0,07
54	0,06
56	0,06
58	0,06
60	0,05
62	0,05
64	0,04
66	0,03
68	0,02
70	0,02
72	0,01

**Tabelle H-1:** Kinetische Konstanten für das EASY%Ro-Modell  
(mit  $A = 1 \times 10^{13} \text{ s}^{-1}$ , aus SWEENEY und BURNHAM, 1990).

Der Heterogenität des Ausgangsmaterials wird durch die Annahme Rechnung getragen, dass sich die Reaktion, die zur Vitrinit-Bildung führt, tatsächlich aus 20 parallelen Einzelreaktionen zusam-

mensetzt. Für diese Einzelreaktionen gilt, dass sie zwar alle den gleichen Frequenzfaktor A, aber unterschiedliche Aktivierungsenergien E haben (s.a. **Tabelle H-1**).

Für die i-te Einzelreaktion der komplexen Gesamtreaktion gilt

$$\frac{\partial w_i}{\partial t} = -w_i \cdot A \cdot e^{\left(\frac{-E_i}{RT(t)}\right)} \quad (\text{H-3})$$

Für die komplexe Gesamtreaktion (die sich wiederum aus den 20 parallelen Einzelreaktionen zusammensetzt) gilt somit

$$\frac{\partial w}{\partial t} = \sum_{i=1}^{20} \frac{\partial w_i}{\partial t} \quad (\text{H-4})$$

Der Betrag an der Ausgangssubstanz  $w_i$ , der nach der i-ten Reaktion noch nicht reagiert hat, berechnet sich wie folgt (Begründung für die Addition (statt der Subtraktion) des Integrals ist, dass das Integral von Gleichung (H-3) qua definitionem stets negativ ist).

$$w_i = w_{0i} + \int_0^t \left[ \frac{\partial w_i}{\partial t} \right] \partial t \quad (\text{H-5})$$

mit  $w_{0i}$  = Menge der Ausgangssubstanz der i-ten Komponente  
 $t$  = Zeit

Ausgehend von Gleichung (H-1) ergibt sich durch Integration für das Material für die i-te Komponente, das zu einem bestimmten Zeitpunkt noch nicht reagiert hat

$$w = f_a \cdot w_0 \cdot e^{\left(-\int_0^t k \partial t\right)} \quad (\text{H-6})$$

mit  $w$  = Ausgangssubstanz, die nicht reagiert hat  
 $w_0$  = Initiale Menge der gesamten Ausgangssubstanz  
 $f_a$  = Wichtungsfaktor (der aussagt, wie viel Material maximal reagiert)

Zwischen dem Wichtungsfaktor  $f_a$ , der aussagt, wie viel Material maximal reagiert, und den Wichtungsfaktoren  $f_i$ , die aussagen zu welchem Ausmaß die i-te Komponente an der Gesamtreaktion beteiligt ist, besteht folgender Zusammenhang

$$\sum f_i = f_a \quad (\text{H-7})$$

Reagiert die Ausgangssubstanz zu 100% zu Vitrinit (d.h. ist die Reaktion vollständig), vereinfacht sich Gleichung (H-7) zu (H-8.)

$$\sum f_i = 1 \quad (\text{H-8})$$

Durch Division mit  $w_0$  ergibt sich aus Gleichung (H-6)

$$\frac{w}{w_0} = f_a \cdot e^{\left(-\int_0^t k dt\right)} \quad (\text{H-9})$$

Der Quotient  $\frac{w}{w_0}$  stellt den relativen Anteil dar, zu dem die Ausgangssubstanz noch nicht reagiert.

Der Reaktionsanteil  $F$  der Ausgangssubstanz, die reagiert hat, berechnet sich, indem von der Gesamtmenge, die reagieren kann ( $\sum f_i$  in Gleichung (H-7)) die Menge subtrahiert, die noch nicht reagiert hat ( $\sum f_i \cdot \frac{w}{w_0}$ ). Somit folgt

$$F = \sum f_i - \sum f_i \cdot \frac{w}{w_0} = \sum_{i=1}^{20} f_i \cdot \left[1 - \frac{w_i}{w_{0i}}\right] \quad (\text{H-10})$$

mit  $w$  = Ausgangssubstanz, die nicht reagiert hat

$w_0$  = Initiale Menge der gesamten Ausgangssubstanz

$f_i$  = Stöchiometrischer Faktor (oder Wichtungsfaktor) für die  $i$ -te Reaktion (s. **Tabelle H-1**)

$w_i$  = Betrag an der Ausgangssubstanz, der nach der  $i$ -ten Reaktion noch nicht reagiert hat

$w_{0i}$  = Menge der Ausgangssubstanz der  $i$ -ten Komponente

$t$  = Zeit

Für  $f_a = 1$  (vollständige Reaktion) vereinfacht sich (H-10) zu (H-10a)

$$F = 1 - \frac{w}{w_0} = 1 - \sum_{i=1}^{20} f_i \cdot \left[\frac{w_i}{w_{0i}}\right] \quad (\text{H-10a})$$

Ist der Reaktionsanteil  $F$  auf Grundlage von Gleichung (H-10) bzw. (H-10a) ermittelt worden, so kann die Vitrinit-Reflexivität  $\%R_o$  mit Hilfe folgender Formel berechnet werden

$$\%R_o = e^{(-1,6+3,7 \cdot F)} \quad (\text{H-11})$$

Der Reaktionsanteil  $F$  für (H-10) kann berechnet werden, indem die Zeit-Temperatur-Geschichte in eine Abfolge von isothermischen Segmenten oder in Segmente mit konstanter Erwärmung zerlegt wird. Die geologische Geschichte von Sedimentbecken kann in der Regel in wenige Teile aufge-

spaltet werden, für die eine konstante Erwärmung angenommen werden kann. Die Erwärmung für eine geologische Schicht wird durch die Geschwindigkeit der Absenkung (Subsidenzrate) und den geothermischen Gradienten bestimmt. Für eine konstante Subsidenzrate bei gleichbleibendem geothermischen Gradienten ergibt sich zwischen dem Zeitpunkt  $t_j$  und  $t_{j-1}$  eine konstante Erwärmung  $H_j$ .

$$H_j = \frac{T_j - T_{j-1}}{t_j - t_{j-1}} \quad (\text{H-12})$$

Da  $w$  die Ausgangssubstanz ist, die nicht reagiert hat, bezeichnet  $1-w_i/w_{i0}$  das Ausmaß der  $i$ -ten Reaktion zum Zeitpunkt  $t_j$ . Somit ergibt sich entsprechend SWEENEY und BURNHAM (1991)

$$1 - \frac{w_i}{w_{0i}} = 1 - e^{-\Delta I_{ij}} \quad (\text{H-13})$$

wobei für  $\Delta I_{ij}$  der  $i$ -ten Reaktion zum Zeitpunkt  $t_j$  gilt

$$\Delta I_{ij} = \Delta I_{i,j-1} + \frac{I_{ij} - I_{i,j-1}}{H_{ij}} \quad (\text{H-14})$$

Der Wert  $I_{ij}$  stellt nach BRAUN und BURNHAM (1987) das Integral der Reaktionsrate  $k$  aus Gleichung (H-2) dar

$$I_{ij} = \int_0^{t_j} k dt \quad (\text{H-15})$$

Der Wert für  $I_{ij}$  der  $i$ -ten Reaktion zum Zeitpunkt  $t_j$  berechnet sich dann entsprechend BRAUN und BURNHAM (1987) sowie SWEENEY (1990) wie folgt

$$I_{ij} = T_j \cdot A \cdot e^{\left(\frac{-E_i}{R \cdot T_j}\right)} \cdot \left[ 1 - \frac{\left(\frac{E_i}{R \cdot T_j}\right)^2 + a_1 \cdot \left(\frac{E_i}{R \cdot T_j}\right) + a_2}{\left(\frac{E_i}{R \cdot T_j}\right)^2 + b_1 \cdot \left(\frac{E_i}{R \cdot T_j}\right) + b_2} \right] \quad (\text{H-16})$$

mit  $a_1 = 2,334733$   
 $a_2 = 0,250621$   
 $b_1 = 3,330657$   
 $b_2 = 1,681534$

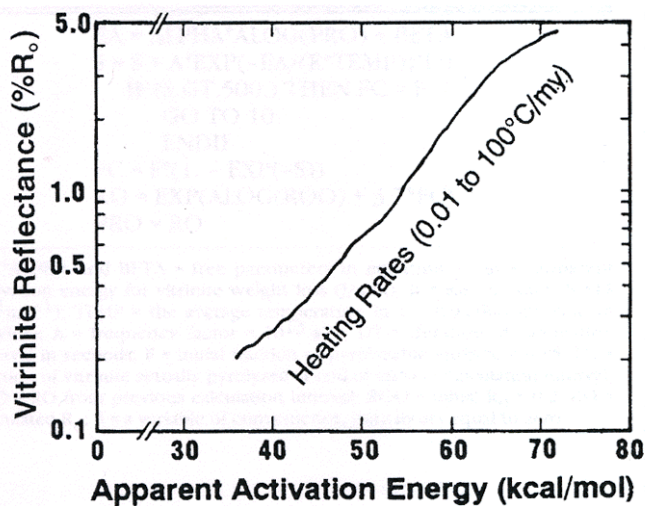
Die Werte für  $a_1$ ,  $a_2$ ,  $b_1$  und  $b_2$  sind nach BRAUN und BURNHAM (1987) konstant.

**Zusammenfassung:**

- Mit dem EASY%R<sub>0</sub>-Modell kann für jedes stratigraphisches Intervall ein Profil der Vitrinit-Reflexion %R<sub>0</sub> über die Zeit berechnet werden. Voraussetzung hierfür ist, dass die Zeit-Temperatur-Geschichte für diesen stratigraphischen Horizont bekannt ist. Diese Zeit-Temperatur-Geschichte ergibt sich wiederum aus der Subsidenzanalyse.
- Das EASY%R<sub>0</sub>-Modell gilt für %R<sub>0</sub>-Werte von 0,3 bis 4,5%.
- Da das EASY%R<sub>0</sub>-Modell unterschiedliche Aktivierungsenergien E für die Arrhenius-Gleichung benutzt, kann es für unterschiedliche Erwärmungsraten angewandt werden. Die Erwärmungsraten reichen von 1°C/Woche für Laborbedingungen bis zu Erwärmungsraten von 10°C/100a bis zu 1°C/Ma für geologische Ereignisse.
- Das EASY%R<sub>0</sub>-Modell kann für alle Arten thermischer Geschichte herangezogen werden: Sedimentation infolge Subsidenz, unterschiedliche Sedimentationsraten, Sedimentationslücken, Erosion, Hebung, unterschiedliche geothermische Gradienten, ...

## Anhang I - Das SIMPLE-R<sub>0</sub>-Modell nach SUZUKI et al. (1993)

Während BURNHAM und SWEENEY (1989) ein kinetisches Modell (VITRIMAT, s. **Anhang G**) vorstellten, das die Vitrinit-Reflexion  $R_0$  mit Hilfe von 35 Parallelreaktion berechnete, kommt das EASY%R<sub>0</sub>-Modell (SWEENEY und BURNHAM, 1990; siehe **Anhang H**) mit nur 20 Parallelreaktionen aus. Pro Parallelreaktion wird eine für diese Reaktion spezifische Aktivierungsenergie angenommen (s.a. **Tabelle G-1** in **Anhang G** für das VITRIMAT-Modell und **Tabelle H-1** für das EASY%R<sub>0</sub>-Modell in **Anhang H**). Trotzdem stellen beide Ansätze eine extreme Vereinfachung des natürlichen Systems mit vermutlich tausenden parallel stattfindender Reaktionen dar. Das SIMPLE-R<sub>0</sub>-Modell basiert auf einer weiteren vereinfachenden Annahme, nämlich dass von den 20 parallelen Reaktionen beim EASY%R<sub>0</sub>-Modell zu jedem Zeitpunkt nur eine Reaktion wirklich entscheidend zum Gesamtergebnis beiträgt. Die Aktivierungsenergie dieser einen Reaktion wird als scheinbare Aktivierungsenergie  $E_{app}$  bezeichnet. Die scheinbare Aktivierungsenergie  $E_{app}$  ist positiv mit der Vitrinit-Reflexion  $R_0$  korreliert (s.a. **Bild I-1**). Dieser fortschreitende Anstieg der scheinbaren Aktivierungsenergie  $E_{app}$  lässt sich physikalisch-chemisch mit dem zunehmenden Aufbrechen der Bindungen erklären, die eine geringe Aktivierungsenergie aufweisen. Dies wiederum bewirkt die relative Zunahme von Bindungen, die eine hohe Aktivierungsenergie besitzen.



**Bild I-1:** Zusammenhang zwischen scheinbarer Aktivierungsenergie  $E_{app}$  und Vitrinit-Reflexion  $R_0$  (aus SUZUKI et al., 1993).

Wie sich aus **Bild I-1** erkennen lässt, besteht ein exponentieller Zusammenhang zwischen der scheinbaren Aktivierungsenergie  $E_{app}$  und Vitrinit-Reflexion  $R_0$ .

$$E_{app} = \alpha \cdot \ln(R_0) + \beta \quad (\text{I-1})$$

Die Werte für  $\alpha$  und  $\beta$  lassen sich empirisch bestimmen. Auf diese Weise ist es möglich, das SIMPLE-R<sub>0</sub>-Modell für jedes beliebige kinetische Modell zu eichen. Bei Kalibrierung des SIMPLE-R<sub>0</sub>-Modells mit dem EASY%R<sub>0</sub>-Modell ergibt sich (s.a. **Bild I-1**)

$$\alpha = 9,7$$

$$\beta = 54,1 \text{ kcal/mol}$$

Wie beim VITRIMAT-Modell (BURNHAM und SWEENEY, 1989) und beim EASY%R<sub>0</sub>-Modell (SWEENEY und BURNHAM, 1990) werden die chemischen Reaktionen durch eine kinetische Gleichung 1. Ordnung beschrieben.

$$\frac{\partial w}{\partial t} = -k \cdot w \quad (\text{I-2})$$

mit  $w$  = Menge der Ausgangssubstanz, die nicht reagiert hat, in [mol]  
 $t$  = Zeit in [s]  
 $k$  = Reaktionsrate in [1/s]

Die Reaktionsrate  $k$  kann mit Hilfe der Arrhenius-Gleichung berechnet werden.

$$k = A \cdot e^{\left(\frac{-E_{app}}{R \cdot T(t)}\right)} \quad (\text{I-3})$$

mit  $A$  = Frequenzfaktor in [1/s]  
 $E_{app}$  = Scheinbare Aktivierungsenergie in [kcal/mol]  
 $R$  = Allgemeine Gaskonstante in [cal/(mol · °K)]  
 $T$  = Temperatur in [°K]

Aus Gleichung (I-2) ergibt sich durch Integration die Menge der Ausgangssubstanz, die zum Zeitpunkt  $t$  noch nicht reagiert hat

$$w = f_a \cdot w_0 \cdot e^{\left(-\int_0^t k dt\right)} \quad (\text{I-4})$$

mit  $w$  = Betrag an der Ausgangssubstanz, der zum Zeitpunkt  $t$  noch nicht reagiert hat, in [mol]  
 $w_0$  = Menge der Ausgangssubstanz, in [mol]  
 $f_a$  = Wichtungsfaktor (der aussagt, wie viel Material maximal reagiert)

Der Reaktionsanteil  $F$  der Ausgangssubstanz, die reagiert hat, berechnet sich wie folgt

$$F = f_a - \frac{w}{w_0} = f_a - f_a \cdot e^{\left(-\int_0^t k dt\right)} = f_a \cdot \left(1 - e^{\left(-\int_0^t A \cdot e^{\left(\frac{-E_{app}}{R \cdot T(t)}\right)} dt\right)}\right) \quad (\text{I-5})$$

Entsprechend SWEENEY und BURNHAM (1990) und SWEENEY und BURNHAM (1991) kann der Reaktionsanteil F der Ausgangssubstanz auch auf folgende Weise berechnet werden (s.a. Gleichung (H-6) in **Anhang H**)

$$F = \sum_{i=1}^n f_i - \frac{w}{w_0} = \sum_{i=1}^n f_i \cdot \left(1 - \frac{w_i}{w_{0i}}\right) = f_a - \sum_{i=1}^n f_i \cdot e^{\left(-\int_0^t k_i \partial t\right)} \quad (\text{I-6})$$

mit  $w$  = Ausgangssubstanz, die nicht reagiert hat  
 $w_0$  = Initiale Menge der gesamten Ausgangssubstanz  
 $f_i$  = Stöchiometrischer Faktor für die i-te Reaktion (s.a. **Tabelle H-1** in **Anhang H**)  
 $w_i$  = Betrag an der Ausgangssubstanz, der nach der i-ten Reaktion noch nicht reagiert hat  
 $w_{0i}$  = Menge der Ausgangssubstanz der i-ten Komponente  
 $t$  = Zeit

Zwischen dem Wichtungsfaktor  $f_a$  und den Wichtungsfaktoren  $f_i$  besteht folgender Zusammenhang

$$f_a = \sum f_i \quad (\text{I-7})$$

Die Reaktionsrate  $k_i$  für die i-te Reaktion berechnet sich wie folgt

$$k_i = A \cdot e^{\left(-\frac{E_i}{RT}\right)} \quad (\text{I-8})$$

mit  $A$  = Frequenzfaktor in [1/s]  
 $E_i$  = Aktivierungsenergie für die i-te Reaktion, in [kcal/mol]  
 $R$  = Allgemeine Gaskonstante in [cal/(mol · °K)]  
 $T$  = Temperatur in [°K]

Durch Gleichsetzung der Gleichungen (I-5) und (I-6) ergibt sich folgender Zusammenhang

$$F = f_a - f_a \cdot e^{\left(-\int_0^t k \partial t\right)} = f_a - \sum_{i=1}^n f_i \cdot e^{\left(-\int_0^t k_i \partial t\right)} \quad (\text{I-9})$$

Ersetzt man nun die Reaktionsraten  $k$  und  $k_i$  entsprechend den Gleichungen (I-3) und (I-8) ergibt sich aus Gleichung (I-9)

$$f_a \cdot e^{\left(-\int_0^t A \cdot e^{\left(-\frac{E_{app}}{RT(t)}\right)} \partial t\right)} = \sum_{i=1}^n f_i \cdot e^{\left(-\int_0^t A \cdot e^{\left(-\frac{E_i}{RT}\right)} \partial t\right)} \quad (\text{I-10})$$



Integriert man nun die Reaktionsraten  $k$  und  $k_i$  aus den Gleichungen (I-3) und (I-8) ergibt sich aus Gleichung (I-10)

$$f_a \cdot e^{\left( A \cdot e^{\left( \frac{-E_{app}}{RT(t)} \right) \cdot \Delta t} \right)} = \sum_{i=1}^n f_i \cdot e^{\left( A \cdot e^{\left( \frac{-E_i}{RT} \right) \cdot \Delta t} \right)} \quad (\text{I-11})$$

wobei  $\Delta t$  die Dauer des Zeitschritts von 0 bis  $t$  darstellt. Nimmt man weiterhin an, dass der Frequenzfaktor  $A$  konstant bleibt, kann durch Lösung von Gleichung (I-11) die scheinbare Aktivierungsenergie  $E_{app}$  für jeden Zeitschritt  $\Delta t$  berechnet werden. Löst man mit Hilfe des berechneten Werts für die scheinbare Aktivierungsenergie  $E_{app}$  Gleichung (I-5), erhält man den Reaktionsanteil  $F$  der Ausgangssubstanz, die reagiert hat. Auf Basis dieses Faktors  $F$  kann (s.a. Gleichung (H-7) in **Anhang H**; SWEENEY und BURNHAM, 1990) die Vitrinit-Reflexion  $R_0$  für diesen Zeitschritt berechnet werden.

$$R_0 = e^{(\ln(R_{00}) + 3,7 \cdot F)} \quad (\text{I-12})$$

Bei Kalibrierung des SIMPLE-R<sub>0</sub>-Modells mit dem EASY%R<sub>0</sub>-Modell können für den Frequenzfaktor  $A$  und für die Vitrinit-Reflexion  $R_{00}$  an der Oberfläche folgende Werte verwendet werden.

$$A = 1 \times 10^{13} \text{ s}^{-1}$$

$$R_{00} = 0,20$$

### Zusammenfassung

- Das SIMPLE-R<sub>0</sub>-Modell hat vier Parameter, die vom Anwender des Modells spezifiziert werden müssen: ein einheitlicher Wert für den Frequenzfaktor  $A$ , der initiale  $R_0$ -Wert  $R_{00}$  für den Zeitpunkt der Sedimentation, zwei Eichparameter  $\alpha$  und  $\beta$  (die es ermöglichen, die scheinbare Aktivierungsenergie  $E_{app}$  in Abhängigkeit von der Vitrinit-Reflexion  $R_0$  zu berechnen)
- Bei Eichung mit dem EASY%R<sub>0</sub>-Modell gelten folgende Werte:
  - $A = 1 \times 10^{13} \text{ s}^{-1}$
  - $R_{00} = 0,20$
  - $\alpha = 9,7$
  - $\beta = 54,1 \text{ kcal/mol}$
- Das SIMPLE-R<sub>0</sub>-Modell gilt für %R<sub>0</sub>-Werte von 0,3 bis 4,5%.
- Das SIMPLE-R<sub>0</sub>-Modell kann für unterschiedliche Erwärmungsraten angewandt werden. Die Erwärmungsraten reichen von 1°C/Woche für Laborbedingungen über Erwärmungsraten von 10°C/100a bis zu 1°C/Ma für geologische Ereignisse.

## Anhang J - Tabelle der lithologischen Eigenschaften

Lithologie	Initiale Porosität	Kompaktion	Exponential Faktor	Dichte [g/cm <sup>3</sup> ]	Korngröße [mm]	Wärmeleitfähigkeit [W/(m*K)]	Korrekturfaktor Wärmeleitfähigkeit	Wärmekapazität [kJ/(m <sup>3</sup> *K)]
Sandstone	0.45	1.75	0.27	2.64	0.5	4.4	270	2800
Siltstone	0.55	2.2	0.41	2.64	0.0156	2	170	2650
Shale	0.6	2.4	0.51	2.6	0.0004	1.5	-180	2100
Limestone	0.6	1.5	0.22	2.72	0.5	2.9	350	2600
Dolomite	0.6	1.5	0.22	2.85	0.5	4.8	300	2600
Evaporite	0	0	0	2.15	0.0004	5.4	470	1750
Coal	0.9	3.5	0.7	1.8	0.0004	0.3	250	950
Igneous	0	0	0	2.65	0.0001	2.9	380	2500
Schist	0	0	0	2.65	0.0001	2.9	380	2500
Gneiss	0	0	0	2.65	0.0001	2.9	380	2500
Micaceous Gneiss	0	0	0	2.65	0.0001	2.9	380	2500
Acidic Gneiss	0	0	0	2.65	0.0001	2.9	380	2500
Acid Igneous	0	0	0	2.65	0.0001	2.9	380	2500
Acid Igneous Intrusive	0	0	0	2.65	0.0001	2.9	380	2500
Clay	0.6	2.4	0.51	2.6	0.0004	1.5	-180	2100
Siliceous Clay	0.56	2.23	0.45	2.61	0.1253	2.225	-67.5	2275
Mudstone	0.6	2.4	0.51	2.6	0.0004	1.5	-180	2100
Argillaceous Mudstone	0.58	2.35	0.48	2.61	0.0042	1.625	-92.5	2237.
Siliceous Mudstone	0.56	2.23	0.45	2.61	0.1253	2.225	-67.5	2275
Argillaceous Shale	0.58	2.35	0.48	2.61	0.0042	1.625	-92.5	2237.
Silty Shale	0.58	2.35	0.48	2.61	0.0042	1.625	-92.5	2237.

Anhang J - Tabelle der lithologischen Eigenschaften

Lithologie	Initiale Porosität	Kompaktion	Exponential Faktor	Dichte [g/cm <sup>3</sup> ]	Korngröße [mm]	Wärmeleitfähigkeit [W/(m*K)]	Korrekturfaktor Wärmeleitfähigkeit	Wärmekapazität [kJ/(m <sup>3</sup> *K)]
Sandy Shale	0.56	2.23	0.45	2.61	0.1253	2.225	-67.5	2275
Conglomeratic Shale	0.6	2.4	0.51	2.6	0.0004	1.5	-180	2100
Calcareous Shale	0.6	2.17	0.43	2.63	0.1253	1.85	-47.5	2225
Dolomitic Shale	0.6	2.17	0.43	2.662	0.1253	2.325	-60	2225
Anhydritic Shale	0.45	1.8	0.38	2.487	0.0004	2.475	-17.5	2012.
Gypsiferous Shale	0.45	1.8	0.38	2.487	0.0004	2.475	-17.5	2012.
Glauconitic Shale	0.6	2.4	0.51	2.6	0.0004	1.5	-180	2100
Siliceous Shale	0.56	2.23	0.45	2.61	0.1253	2.225	-67.5	2275
Bituminous Shale	0.45	1.8	0.38	2.487	0.0004	2.475	-17.5	2012.
Silt	0.55	2.2	0.41	2.64	0.0156	2	170	2650
Argillaceous Silt	0.56	2.25	0.43	2.63	0.0118	1.875	82.5	2512.
Dolomitic Silt	0.56	2.02	0.36	2.692	0.1367	2.7	202.5	2637.
Argillaceous Siltstone	0.56	2.25	0.43	2.63	0.0118	1.875	82.5	2512.
Dolomitic Siltstone	0.56	2.02	0.36	2.692	0.1367	2.7	202.5	2637.
Gypsiferous Siltstone	0.41	1.65	0.30	2.517	0.0118	2.85	245	2425
Siliceous Siltstone	0.52	2.08	0.37	2.64	0.1367	2.6	195	2687.
Sand	0.45	1.75	0.27	2.64	0.5	4.4	270	2800
Calcareous Sand	0.48	1.68	0.25	2.66	0.5	4.025	290	2750
Glauconitic Sand	0.45	1.75	0.27	2.64	0.5	4.4	270	2800
Argillaceous Sandstone	0.48	1.91	0.33	2.63	0.3751	3.675	157.5	2625
Sandy Sandstone	0.45	1.75	0.27	2.64	0.5	4.4	270	2800
Calcareous Sandstone	0.48	1.68	0.25	2.66	0.5	4.025	290	2750
Dolomitic Sandstone	0.48	1.68	0.25	2.692	0.5	4.5	277.5	2750
Anhydritic Sandstone	0.33	1.31	0.20	2.517	0.3751	4.65	320	2537.
Gypsiferous Sandstone	0.33	1.31	0.20	2.517	0.3751	4.65	320	2537.
Glauconitic Sandstone	0.45	1.75	0.27	2.64	0.5	4.4	270	2800
Siliceous Sandstone	0.45	1.75	0.27	2.64	0.5	4.4	270	2800
Bituminous Sandstone	0.56	2.18	0.37	2.43	0.3751	3.375	265	2337.
Quartzose Sandstone	0.45	1.75	0.27	2.64	0.5	4.4	270	2800
Argillaceous Quartzose Sandstone	0.48	1.91	0.33	2.63	0.3751	3.675	157.5	2625

Anhang J - Tabelle der lithologischen Eigenschaften

Lithologie	Initiale Porosität	Kompaktion	Exponential Faktor	Dichte [g/cm <sup>3</sup> ]	Korngröße [mm]	Wärmeleitfähigkeit [W/(m*K)]	Korrekturfaktor Wärmeleitfähigkeit	Wärmekapazität [kJ/(m <sup>3</sup> *K)]
Gypsiferous Quartzose Sandstone	0.33	1.31	0.20	2.517	0.3751	4.65	320	2537.
Arcosic Sandstone	0.45	1.75	0.27	2.64	0.5	4.4	270	2800
Sandy Arcosic Sandstone	0.45	1.75	0.27	2.64	0.5	4.4	270	2800
Lithic Sandstone	0.45	1.75	0.27	2.64	0.5	4.4	270	2800
Gravel	0.37	1.68	0.24	2.65	0.75	7.7	380	2800
Silty Gravel	0.41	1.81	0.28	2.647	0.5664	6.275	327.5	2762.
Sandy Gravel	0.39	1.69	0.24	2.647	0.6875	6.875	352.5	2800
Calcareous Gravel	0.42	1.63	0.23	2.667	0.6875	6.5	372.5	2750
Conglomerate	0.37	1.68	0.24	2.65	0.75	7.7	380	2800
Argillaceous Conglomerate	0.42	1.86	0.30	2.637	0.5626	6.15	240	2625
Sandy Conglomerate	0.39	1.69	0.24	2.647	0.6875	6.875	352.5	2800
Calcareous Conglomerate	0.42	1.63	0.23	2.667	0.6875	6.5	372.5	2750
Argillaceous Breccia	0.42	1.86	0.30	2.637	0.5626	6.15	240	2625
Calcareous Breccia	0.42	1.63	0.23	2.667	0.6875	6.5	372.5	2750
Anhydritic Breccia	0.27	1.26	0.18	2.525	0.5626	7.125	402.5	2537.
Gypsiferous Breccia	0.27	1.26	0.18	2.525	0.5626	7.125	402.5	2537.
Halitic Breccia	0.27	1.26	0.18	2.525	0.5626	7.125	402.5	2537.
Bituminous Breccia	0.50	2.13	0.35	2.437	0.5626	5.85	347.5	2337.
Marl	0.6	1.95	0.36	2.66	0.2502	2.2	85	2350
Argillaceous Marl	0.6	1.95	0.36	2.66	0.2502	2.2	85	2350
Silty Marl	0.58	2.01	0.37	2.655	0.19155	2.15	106.2	2425
Sandy Marl	0.56	1.9	0.34	2.655	0.31265	2.75	131.2	2462.
Calcareous Marl	0.6	1.86	0.33	2.672	0.30016	2.34	138	2400
Dolomitic Marl	0.6	1.86	0.33	2.75	0.30016	3.48	108	2400
Anhydritic Marl	0.45	1.46	0.27	2.532	0.18775	3	181.2	2200
Gypsiferous Marl	0.45	1.46	0.27	2.532	0.18775	3	181.2	2200
Halitic Marl	0.45	1.46	0.27	2.532	0.18775	3	181.2	2200
Foraminiferal Marl	0.6	1.95	0.36	2.66	0.2502	2.2	85	2350
Argillaceous Limestone	0.6	1.72	0.29	2.69	0.3751	2.55	217.5	2475
Silty Limestone	0.58	1.67	0.26	2.7	0.3789	2.675	305	2612.

Anhang J - Tabelle der lithologischen Eigenschaften

Lithologie	Initiale Porosität	Kompaktion	Exponential Faktor	Dichte [g/cm <sup>3</sup> ]	Korngröße [mm]	Wärmeleitfähigkeit [W/(m*K)]	Korrekturfaktor Wärmeleitfähigkeit	Wärmekapazität [kJ/(m <sup>3</sup> *K)]
Sandy Limestone	0.56	1.56	0.23	2.7	0.5	3.275	330	2650
Brecciated Limestone	0.6	1.5	0.22	2.72	0.5	2.9	350	2600
Dolomitic Limestone	0.6	1.5	0.22	2.752	0.5	3.375	337.5	2600
Glauconitic Limestone	0.6	1.5	0.22	2.72	0.5	2.9	350	2600
Siliceous Limestone	0.56	1.56	0.23	2.7	0.5	3.275	330	2650
Coaly Limestone	0.67	2	0.34	2.49	0.3751	2.25	325	2187.
Bituminous Limestone	0.67	2	0.34	2.49	0.3751	2.25	325	2187.
Oolitic Limestone	0.6	1.5	0.22	2.72	0.5	2.9	350	2600
Shelly Limestone	0.6	1.5	0.22	2.72	0.5	2.9	350	2600
Argillaceous Dolomite	0.6	1.72	0.29	2.787	0.3751	3.975	180	2475
Sandy Dolomite	0.56	1.56	0.23	2.797	0.5	4.7	292.5	2650
Conglomeratic Dolomite	0.6	1.5	0.22	2.85	0.5	4.8	300	2600
Calcareous Dolomite	0.6	1.5	0.22	2.817	0.5	4.325	312.5	2600
Dolomitic Dolomite	0.6	1.5	0.22	2.85	0.5	4.8	300	2600
Anhydritic Dolomite	0.45	1.12	0.16	2.675	0.3751	4.95	342.5	2387.
Glauconitic Dolomite	0.6	1.5	0.22	2.85	0.5	4.8	300	2600
Siliceous Dolomite	0.56	1.56	0.23	2.797	0.5	4.7	292.5	2650
Cherty Dolomite	0.56	1.56	0.23	2.797	0.5	4.7	292.5	2650
Carbonaceous Dolomite	0.67	2	0.34	2.587	0.3751	3.675	287.5	2187.
Oolitic Dolomite	0.6	1.5	0.22	2.85	0.5	4.8	300	2600
Calcarenite	0.6	1.5	0.22	2.72	0.5	2.9	350	2600
Shelly Calcarenite	0.6	1.5	0.22	2.72	0.5	2.9	350	2600
Anhydritic Evaporites	0	0	0	2.15	0.0004	5.4	470	1750
Gypsiferous Evaporites	0	0	0	2.15	0.0004	5.4	470	1750
Halitic Evaporites	0	0	0	2.15	0.0004	5.4	470	1750
Coaly Evaporites	0.22	0.87	0.17	2.062	0.0004	4.125	415	1550
Bituminous Evaporite	0.22	0.87	0.17	2.062	0.0004	4.125	415	1550
Coaly Carbonaceous Rocks	0.9	3.5	0.7	1.8	0.0004	0.3	250	950

**Tabelle J-1:** Tabelle der lithologischen Eigenschaften, die bei der Modellierung der Subsidenz und der thermischen Geschichte verwendet wurde.

**Tabelle J-1** enthält alle Lithologien, die bei der Modellierung in dieser Arbeit verwendet wurden. Wegen der besseren Vergleichbarkeit mit den Basislithologien von BasinMod© wurden die Gesteinsnamen nicht aus dem Englischen ins Deutsche übersetzt. Die physikalischen Eigenschaften ergeben sich entweder durch Mischung verschiedener Basislithologien (z.B. Sandstein, Ton, Kalk, ...), durch Mischung verschiedener Basismminerale (z.B. Quarz, Calcit, Dolomit, Albit, ...) oder durch die Definition neuer Basislithologien mittels Literaturwerten (z.B. nach SCHÖN, 1983).

**Beschreibung (PLATTE RIVER ASSOCIATES, 1995):**

- **Lithologie:** Name des Gesteins
- **Initiale Porosität:** Die initiale Porosität ist die Porosität des Sediments, wie sie bei der Ablagerung vor Einsatz der Diagenese vorliegt. Die Kompaktion des Sediments während der Frühdiagenese führt zu einer erheblichen Abnahme dieser initialen Porosität. Die initiale Porosität, wie sie in **Tabelle J-1** verwendet wird, stellt einen Durchschnittswert dar. Bei genauerer Kenntnis dieses Werts für einzelne lithostratigraphische Einheiten, z.B. aus Bohrlochmessungen, wurde dieser Messwert für die Modellierung verwendet
- **Kompaktionsfaktor / Exponentialfaktor:** Der Kompaktionsfaktor und der Exponentialfaktor geben das Ausmaß der Kompaktion an, die ein Sediment während der Absenkung und Diagenese erfährt. Die Einheiten ist [1/km]. Je größer der Wert ist, desto größer ist der Betrag der Kompaktion, den dieses Sediment durchläuft. Der Kompaktionsfaktor wird bei der Dekompaktionsmethode nach FALVEY und MIDDLETON (1981) verwendet, der Exponentialfaktor bei der Dekompaktionsmethode nach SCLATER und CHRISTIE (1980).
- **Dichte in [g/cm<sup>3</sup>]:** Durchschnittliche Dichte des Gesteins.
- **Korngröße in [mm]:** Durchschnittliche Korngröße des Gesteins.
- **Wärmeleitfähigkeit in [W/(m\*K)]:** Bei der Wärmeleitfähigkeit in dieser Spalte handelt es sich um die Wärmeleitfähigkeit der trockenen Gesteinsmatrix. Dabei wird angenommen, dass das Gestein keine Porosität besitzt, und somit auch keine Porenflüssigkeit.

- **Korrekturfaktor Wärmeleitfähigkeit:** Der Korrekturfaktor Wärmeleitfähigkeit wird verwendet, um die Temperaturabhängigkeit der Wärmeleitfähigkeit in BasinMod© zu berücksichtigen. Die Korrektur erfolgt nach folgender Formel

$$K_M = K_{M0} * \exp (Cf/T + Cf/T_0) \quad (\text{J-1})$$

mit  $K_M$  = berechnete Wärmeleitfähigkeit  
 $K_{M0}$  = initiale Wärmeleitfähigkeit  
 $T$  = berechnete Temperatur  
 $T_0$  = Standardtemperatur  
 $Cf$  = Korrekturfaktor Wärmeleitfähigkeit

- **Wärmekapazität in [kJ/(m<sup>3</sup>\*K)]:** Die Wärmekapazität ist der Wärmebetrag, der nötig ist, die Temperatur des Gesteins um 1°K zu erhöhen, unter der Voraussetzung, dass der Druck konstant ist.
- **Korrekturfaktor Wärmekapazität:** Der Wert für den Korrekturfaktor Wärmekapazität wird für alle Lithologien in dieser Arbeit mit dem Wert ,0' belegt. Die Korrektur der Wärmekapazität erfolgt nach folgender Formel

$$C_M = C_{M0} + Cf (T - T_0) \quad (\text{J-2})$$

mit  $C_M$  = Berechnete Wärmekapazität der Matrix  
 $C_{M0}$  = Initiale Wärmekapazität der Matrix  
 $T$  = berechnete Temperatur  
 $T_0$  = Standardtemperatur  
 $Cf$  = Korrekturfaktor Wärmekapazität

## Anhang K - Chronostratigraphie

Periode	Epoche	Alter	Lokal 1	Lokal 2	Gradstein 04	Gradstein & Ogg	Harland 89	Haq et al.
System	Serie	Stufe						
Quartär	Holozän				0	0	0	0
	Pleistozän				0.01	0.01	0.01	0.01
Tertiär	Pliozän	Piacenz			1.81	1.8	1.64	1.65
		Zancl			3.6	3.6	3.4	3.5
	Miozän	Messin			5.3	5.3	5.2	5.2
		Torton	OSM		7.3	7.1	6.7	6.3
		Serravall	OSM		11.6	11.2	10.4	10.2
		Langh	OMM ~ OSM		13.7	14.8	14.2	15.2
		Burdigal	OMM		16	16.4	16.3	16.2
		Aquitän	USM		20.4	20.5	21.5	20
	Oligozän	Chatt	UMM ~ USM		23	23.8	23.3	25.2
			Gres de Base		---	---	---	---
		Rupel	UMM		28.4	28.5	29.3	30
	Eozän	Priabon			33.9	33.7	35.4	36
		Barton			37.2	37.0	38.6	39.4
		Lutet			40.4	41.3	42.1	42
	Paläozän	Ypres			48.6	49.0	50.0	49
			Thanet		55.8	54.8	56.5	54
			Mont		58.7	57.9	---	---
Dan			61.7	61.0	60.5	60.2		
Kreide	O-Kreide	Maastricht	Senon		65.5	65.0	65.0	66.5
		Campan			70.6	71.3	74.0	74
		Santon			83.5	83.5	83.0	84
		Coniac			85.8	85.8	86.6	88
		Turon			89.3	89.0	88.5	89
		Cenoman			93.5	93.5	90.4	92



Anhang K - Chronostratigraphie

Periode	Epoche	Alter	Lokal 1	Lokal 2	Gradstein 04	Gradstein & Ogg	Harland 89	Haq et al.	
System	Serie	Stufe							
	U-Kreide	Alb			99.6	98.9	97.0	96	
		Apt	Urgonien	Clansayésien	112.0	112.2	112.0	108	
				Gargasien	---	---	---	---	
				Bédoulien	---	---	---	---	
		Barreme			125.0	121.0	124.5	113	
		Hauterive	Neokom		Calcaire de Neuchatel	130.0	127.0	131.8	116.5
		Valangin			136.4	132.0	135.0	121	
		Berrias			140.2	137.0	140.7	128	
				Purbeck	---	---	---	---	
Jura	Malm	Tithon			Portland	145.5	144.2	145.6	134
		Kimmeridge			150.8	150.7	152.1	136	
		Oxford			Sequanien	155.0	154.1	154.7	146
					Rauracien	---	---	---	---
					Argovien	---	---	---	---
		Oxford			---	---	---	---	
	Dogger	Callov				161.2	159.4	157.1	152
					Dalle Nacree	---	---	---	---
		Bathon	164.7	164.4	161.3	157			
		Bajoc	167.7	169.2	166.1	165			
		Aalen	---	---	---	---			
					171.6	176.5	173.5	171	

Periode	Epoche	Alter	Lokal 1	Lokal 2	Gradstein 04	Gradstein & Ogg	Harland 89	Haq et al.	
System	Serie	Stufe							
Jura	Lias	Toarc			175.6	180.1	178.0	179	
		Pliensbach	Charmouthien	Domerien	183.0	189.6	187.0	186	
				Carixien	---	---	---	---	
		Sinemur	Lotharingien		189.6	195.3	194.5	194	
					---	---	---	---	
Hettang			196.5	201.9	203.5	201			
Trias	O-Trias	Rhät			199.6	205.7	208.0	210	
		Nor	Keuper	Keuper Sup.	203.6	209.6	209.5	215	
		Karn		Keuper Moy.	216.5	220.7	223.0	223	
				Keuper Inf.	---	---	---	---	
	M-Trias	Ladin	Lettenkohle			228.0	227.4	235.0	231
			Muschelkalk	Muschelkalk Sup.	---	---	---	---	
		Anis	Muschelkalk Moy.	237.0	234.3	239.5	236		
		Muschelkalk Inf.	---	---	---	---			
U-Trias	Skyth	Buntsandstein			245.0	241.7	241.1	240	
Perm	O-Perm	Tatar	Zechstein	Thuringium	251.0	248.2	245.0	250	
		Kazan			260,4	252.1	251.0	256	
	U-Perm	Kungur	Rotliegendes	Saxonium	270.6	256.0	256.1	---	
		Artinsk		Autunium	275.6	260.0	259.7	---	
		Sakmar			284.4	269.0	268.8	---	
		Assel			294.6	282.0	281.5	---	

Tabelle K-1: Tabelle der chronostratigraphischen und geochronologischen Einheiten, die in dieser Arbeit verwendet wurden.

**Tabelle K-1** enthält die Zeitskalen, die im Rahmen dieser Arbeit getestet wurden. Für die Modellierung in dieser Arbeit wurde die Zeitskala nach GRADSTEIN und OGG (1996) verwendet. Die größten Schwierigkeiten ergeben sich bei der Korrelation unterschiedlicher Zeitskalen, z.B. ist die Grenze Tithon-Berrias bei GRADSTEIN und OGG (1996) nicht mit der Grenze Portland-Ryazan bei HAQ et al. (1987) zu vergleichen<sup>6</sup>. Die Genauigkeit der einzelnen Alter ist durch die Angabe der Nachkommastellen definiert. So sind z.B. die Alter bei HAQ et al. (1987) bis zum Tertiär auf eine Nachkommastelle angegeben, die höheren Alter (ab Kreide) dagegen ohne Nachkommastelle.

**Beschreibung:**

- **Periode / System:** Chronologischer Abschnitt / Stratigraphischer Abschnitt
- **Epoche / Serie:** Chronologischer Abschnitt / Stratigraphischer Abschnitt
- **Alter / Stufe:** Chronologischer Abschnitt / Stratigraphischer Abschnitt
- **Lokal 1:** lokale Lithostratigraphie
- **Lokal 2:** lokale Lithostratigraphie, alternativ zu Lokal 1
- **Gradstein 04:** Zeitskala nach GRADSTEIN et al. (2004)
- **Gradstein & Ogg:** Zeitskala nach GRADSTEIN und OGG (1996)
- **Harland 89:** Zeitskala nach HARLAND et al. (1990)
- **Haq et al.:** Zeitskala nach HAQ et al. (1987)

**Abkürzungen:**

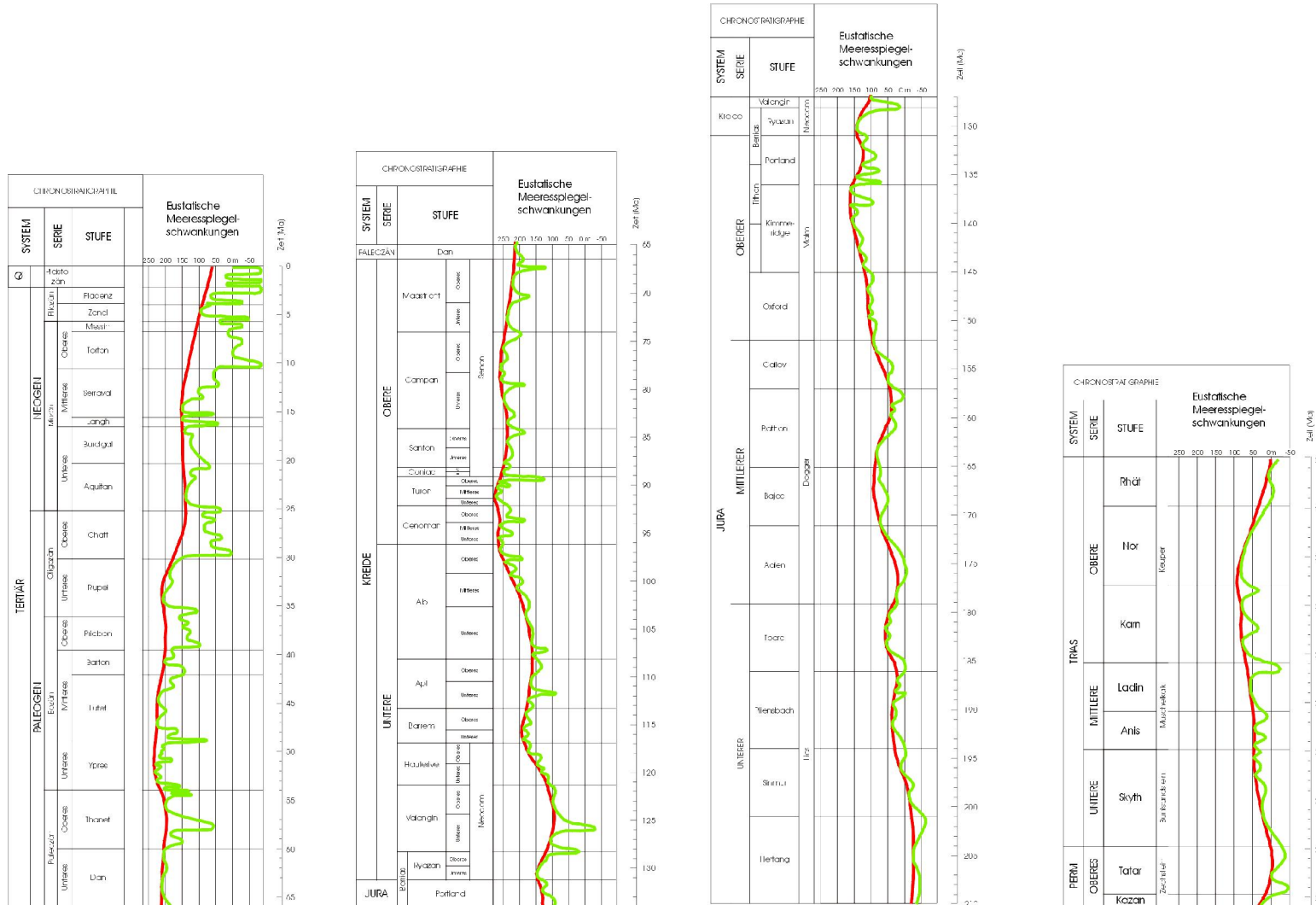
- **OSM** = Obere Süßwassermolasse
- **OMM** = Obere Meeresmolasse
- **USM** = Untere Süßwassermolasse
- **UMM** = Untere Meeresmolasse

Zeiten UMM, USM, OMM; OSM nach **BACHMANN et al. (1987)**, **BERGER (1992)** und **BERGER et al. (2005)**.

---

<sup>6</sup> In diesem Fall wurde zur besseren Korrelation die Zeit der Portland-Ryazan-Grenze von 131 auf 134 Ma angehoben

# Anhang L - Eustatische Meeresspiegelschwankungen

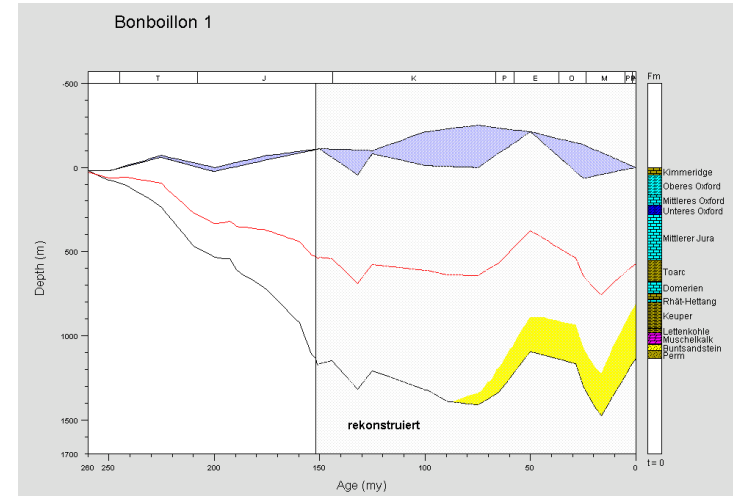
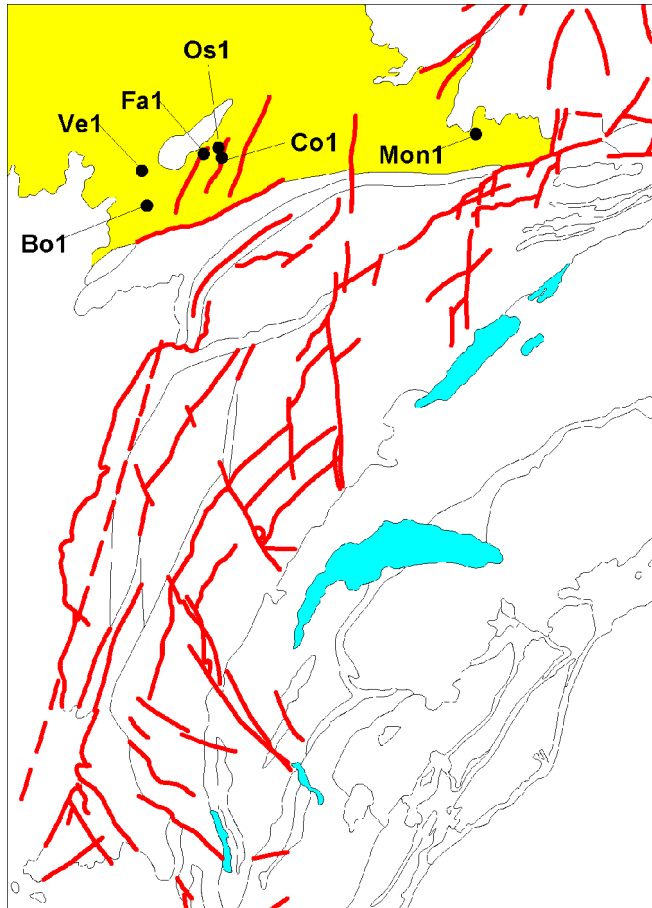


Anhang-57

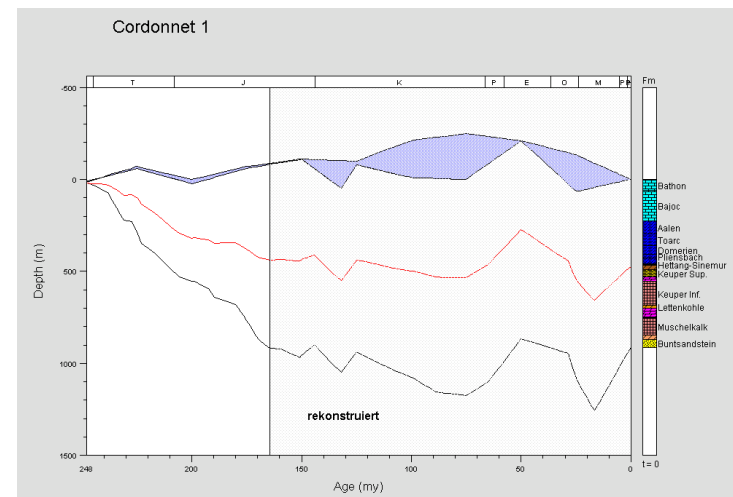
**Bild L-1:** Globale Meeresspiegelschwankungen nach HAQ et al. (1987). Die grünen Linien zeigen die ‚Short Term Cycles‘, die roten Linien zeigen die ‚Long Term Cycles‘.

# Anhang M - Subsidenzkurven

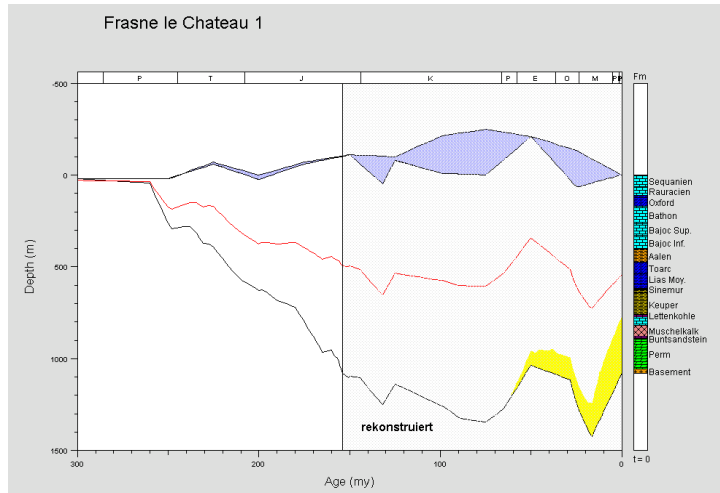
## Mesozoisches Vorland



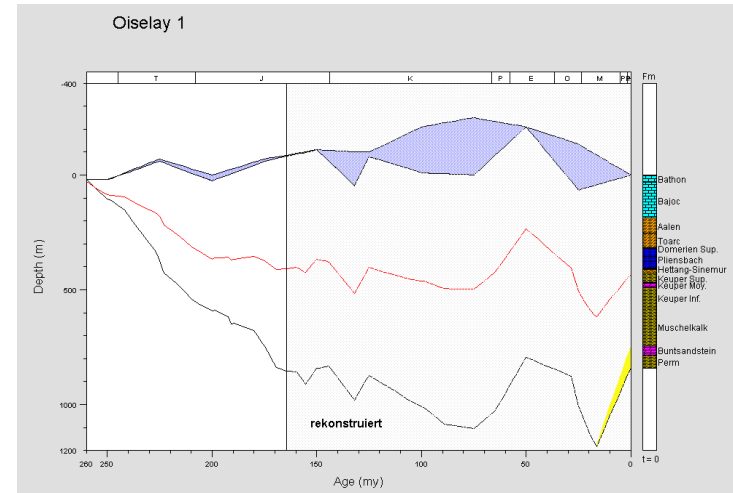
**Bild M-1:** Subsidenzkurve der Bohrung Bonboillon 1 (Bo1).



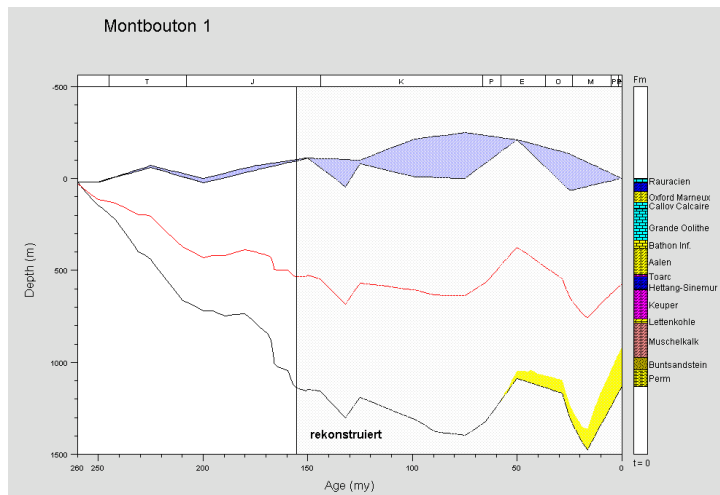
**Bild M-2:** Subsidenzkurve der Bohrung Cordonnet 1 (Co1).



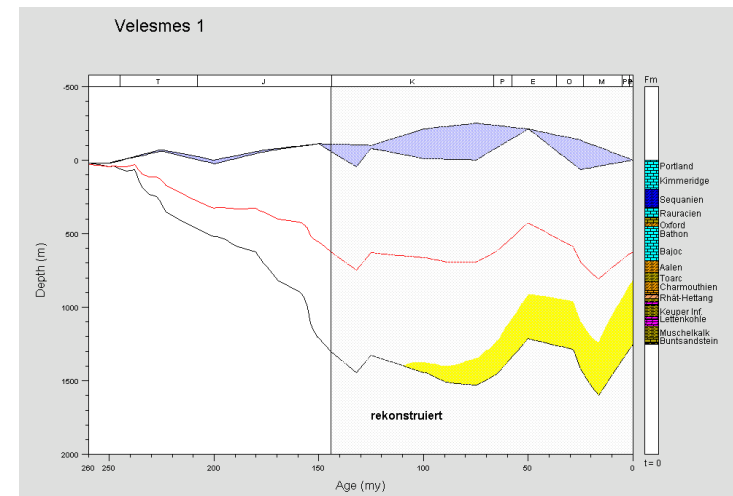
**Bild M-3:** Subsidenzkurve der Bohrung Frasne le Chateau 1 (Fa1).



**Bild M-5:** Subsidenzkurve der Bohrung Oiselay 1 (Os1).



**Bild M-4:** Subsidenzkurve der Bohrung Montbouton 1 (Mon1).



**Bild M-6:** Subsidenzkurve der Bohrung Velesmes 1 (Ve1).

Tafeljura

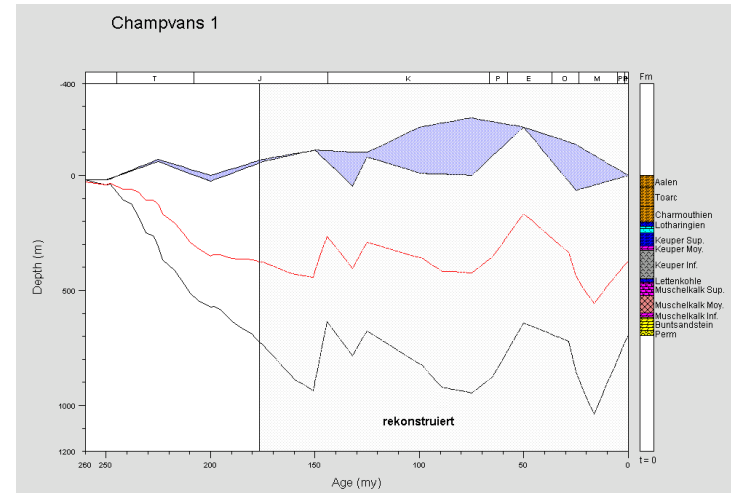
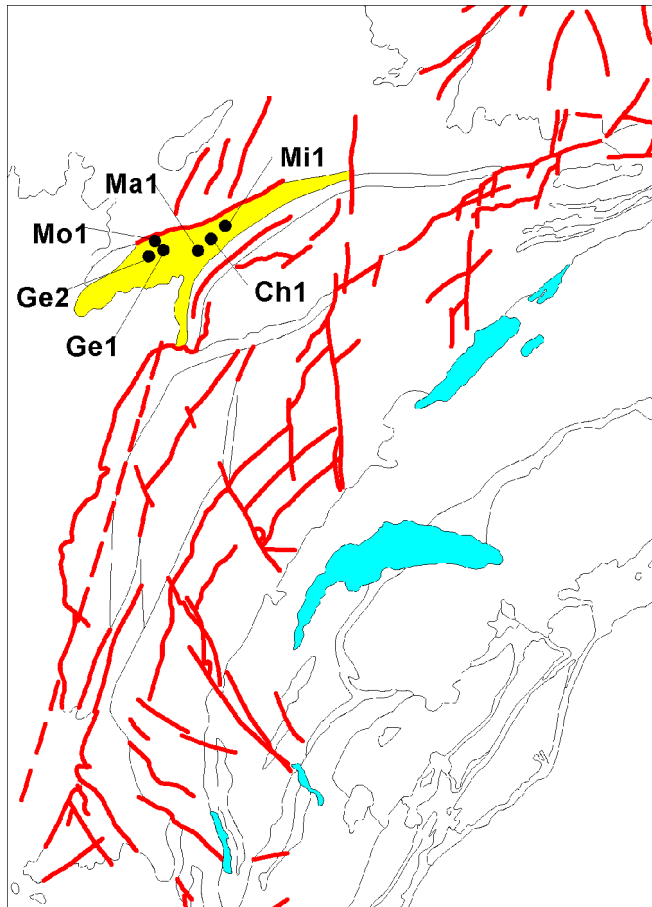


Bild M-7: Subsidenzkurve der Bohrung Champvans 1 (Ch1).

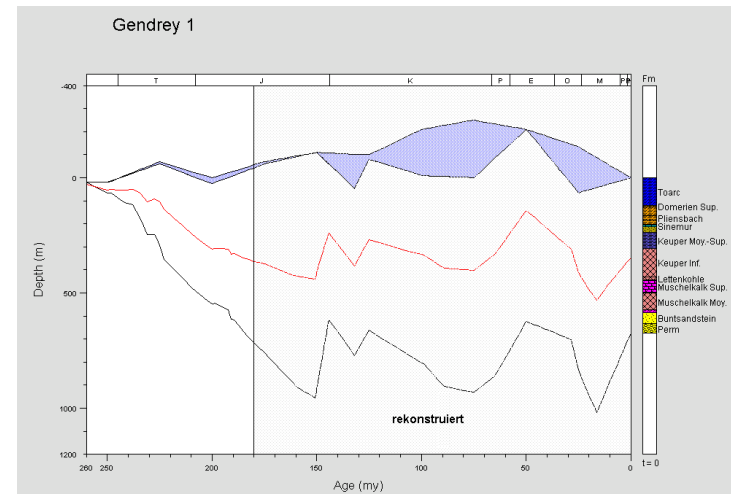
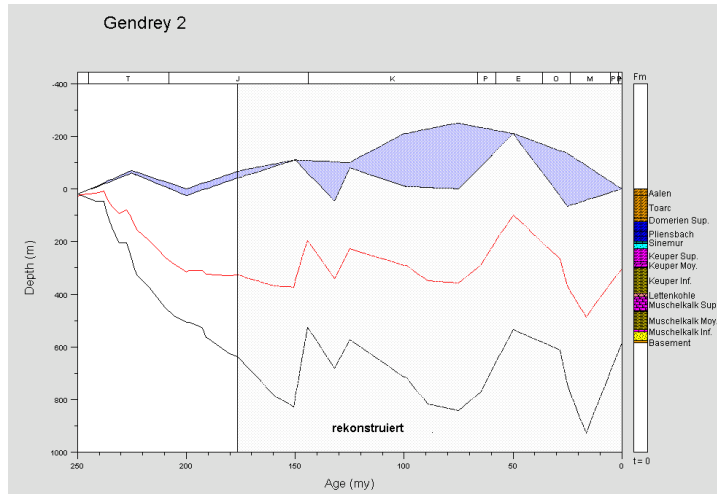
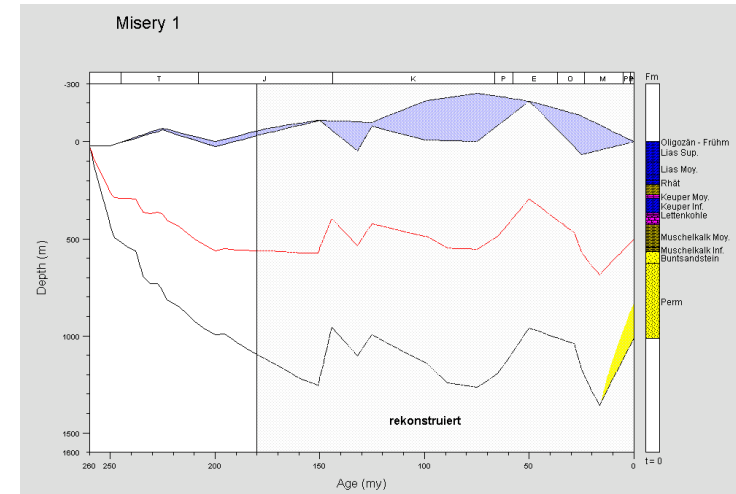


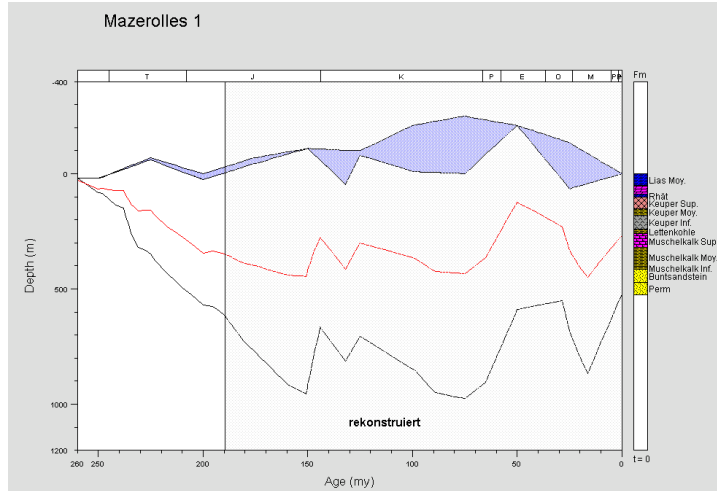
Bild M-8: Subsidenzkurve der Bohrung Gendrey 1 (Ge1).



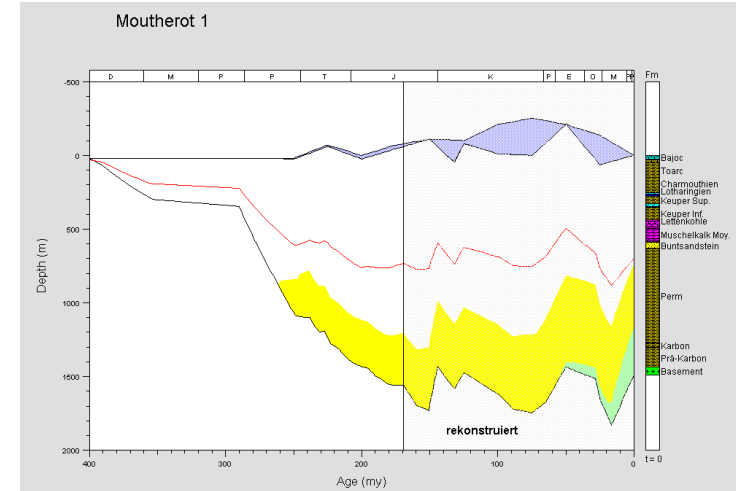
**Bild M-9:** Subsidenzkurve der Bohrung Gendrey 2 (Ge2).



**Bild M-11:** Subsidenzkurve der Bohrung Misery 1 (Mi1).



**Bild M-10:** Subsidenzkurve der Bohrung Mazerolles 1 (Ma1).



**Bild M-12:** Subsidenzkurve der Bohrung Moutherot 1 (Mo1).



Faisceaux

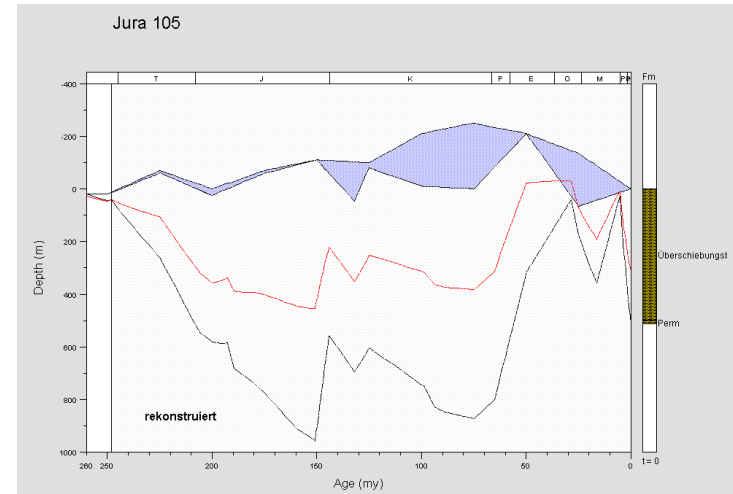
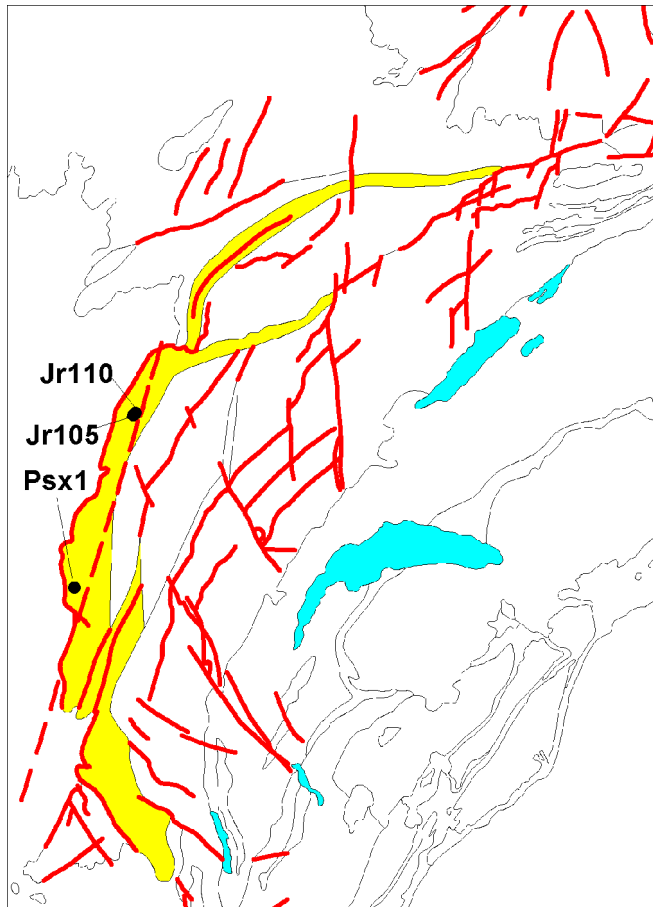


Bild M-13: Subsidenzkurve der Bohrung Jura 105 (Jr105).

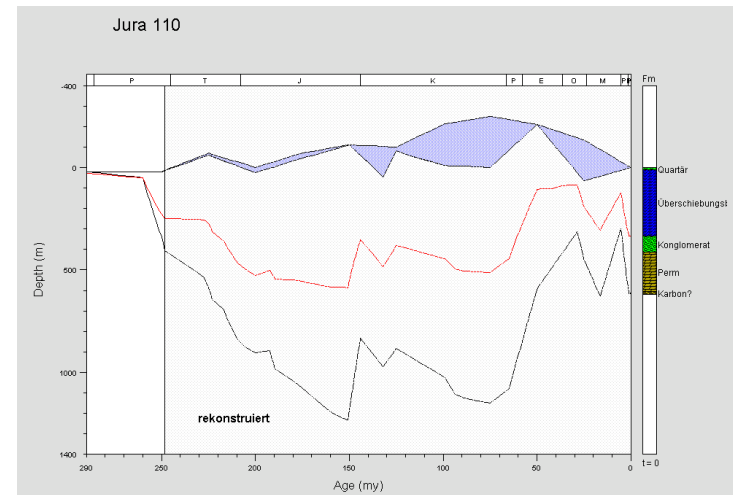
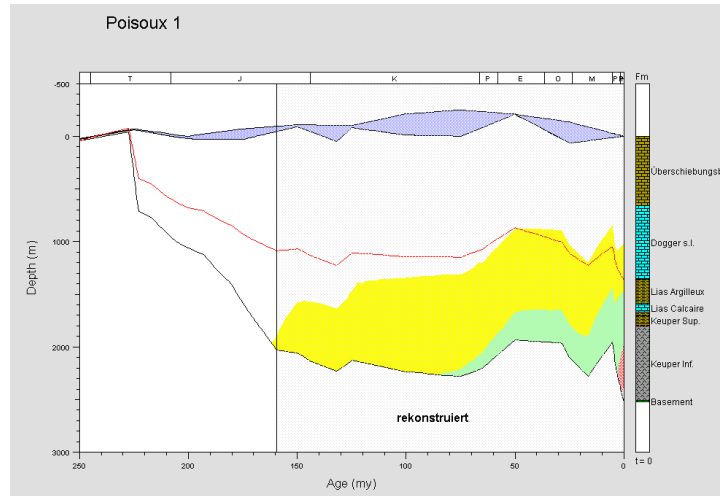


Bild M-14: Subsidenzkurve der Bohrung Jura 110 (Jr110).



**Bild M-15:** Subsidenzkurve der Bohrung Poisoux 1 (Psx1).

Plateaujura

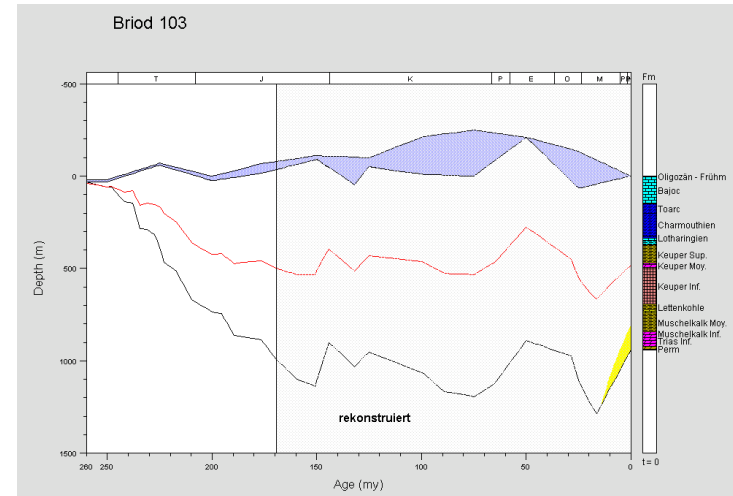
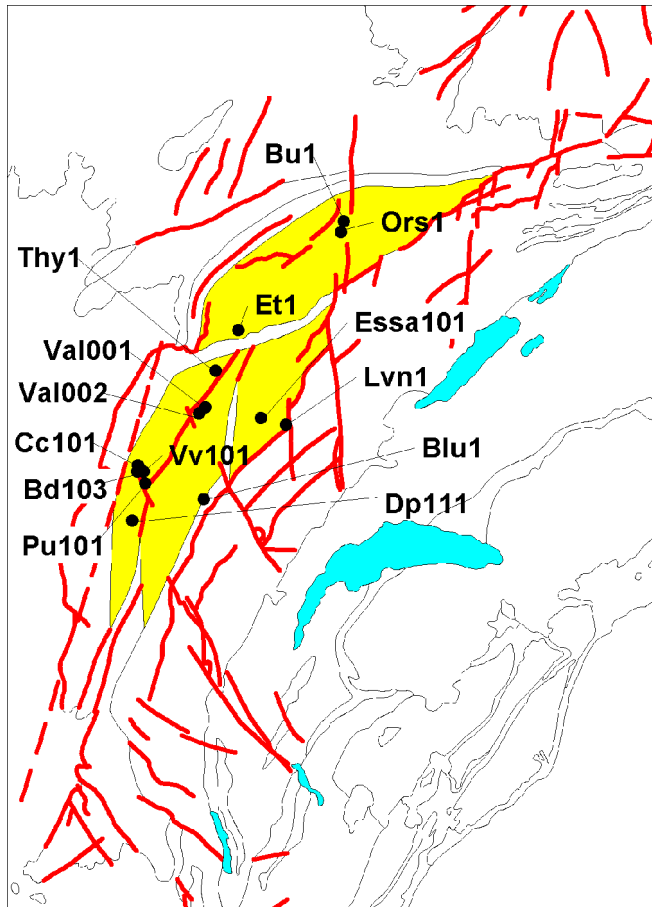


Bild M-16: Subsidenzkurve der Bohrung Briod 103 (Bd103).

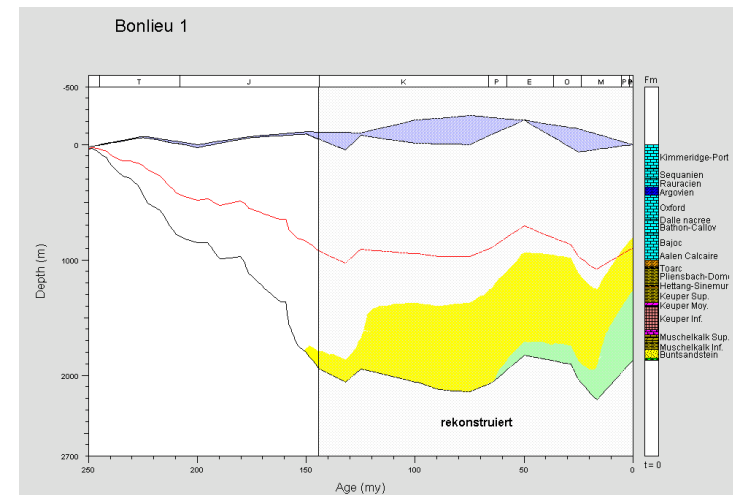
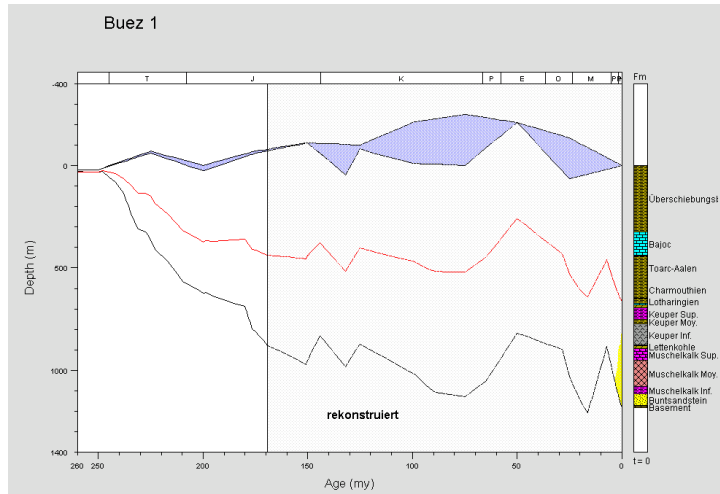
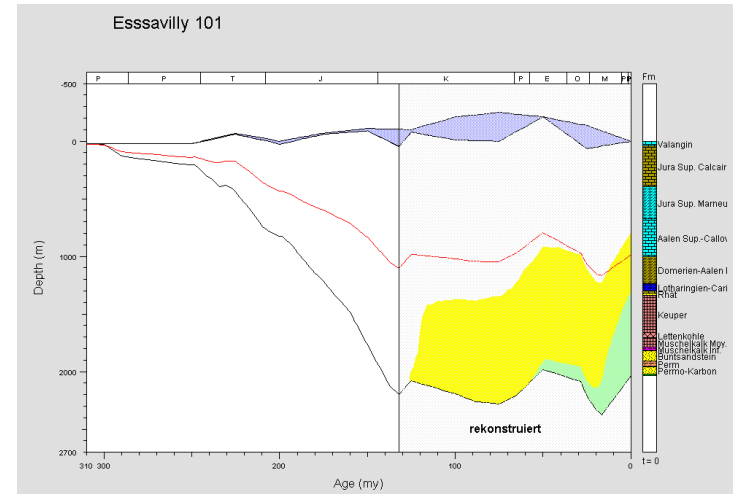


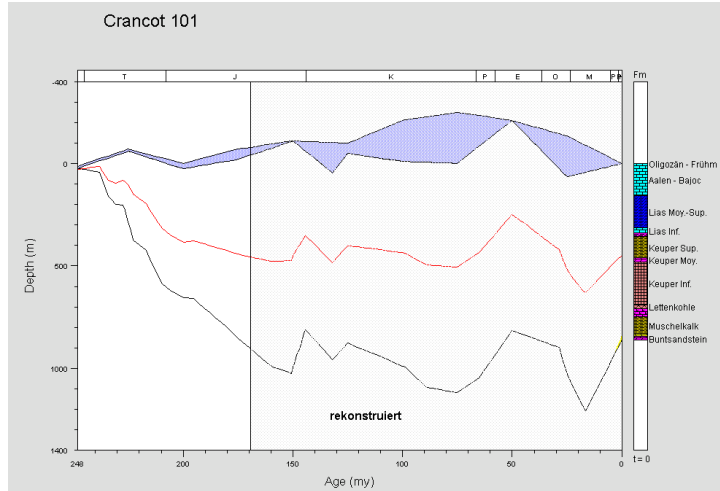
Bild M-17: Subsidenzkurve der Bohrung Bonlieu 1 (Blu1).



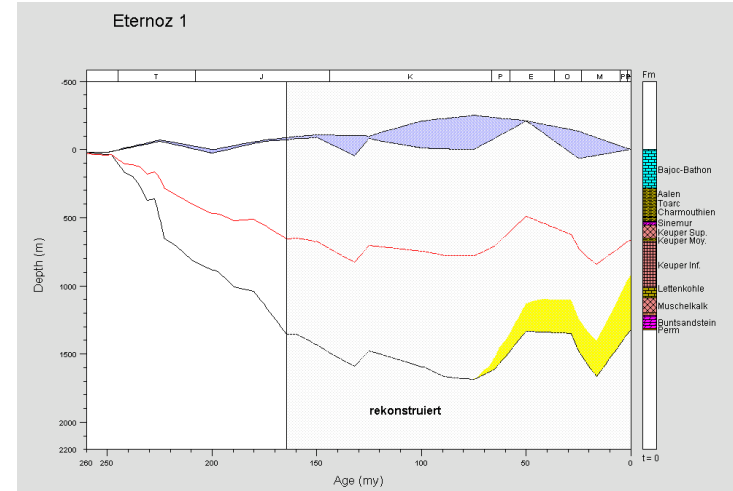
**Bild M-18:** Subsidenzkurve der Bohrung Buez 1 (Bu1).



**Bild M-20:** Subsidenzkurve der Bohrung Essavilly 101 (Essa101).



**Bild M-19:** Subsidenzkurve der Bohrung Crancot 101 (Cc101).



**Bild M-21:** Subsidenzkurve der Bohrung Eternoz 1 (Et1).

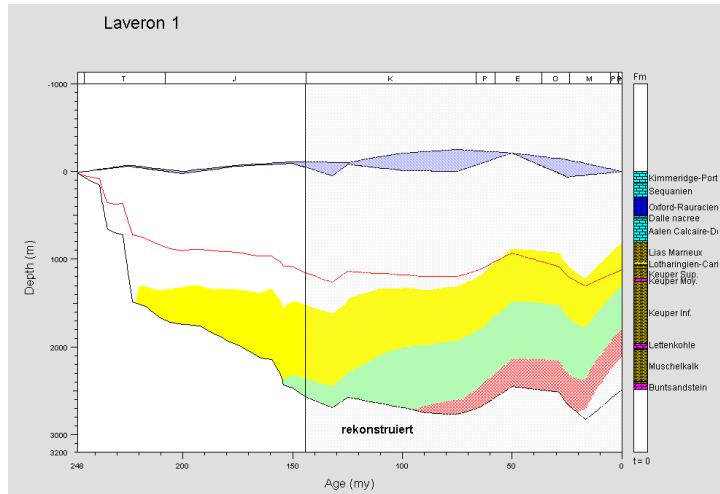


Bild M-22: Subsidenzkurve der Bohrung Laveron 1 (Lvn1).

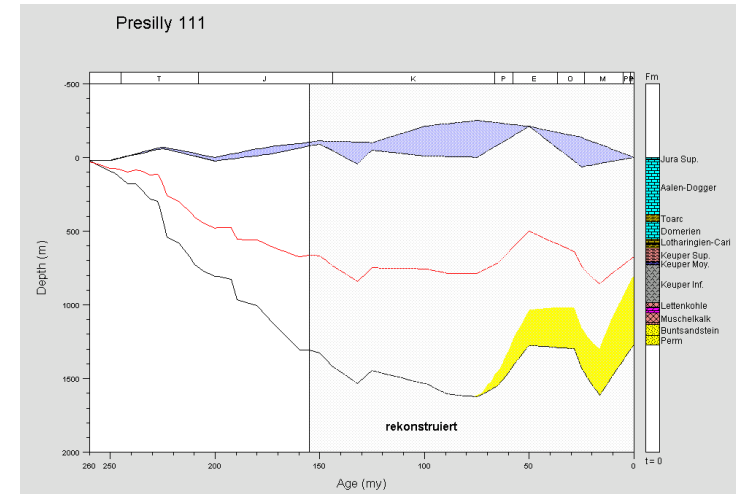


Bild M-24: Subsidenzkurve der Bohrung Presilly 111 (DP111).

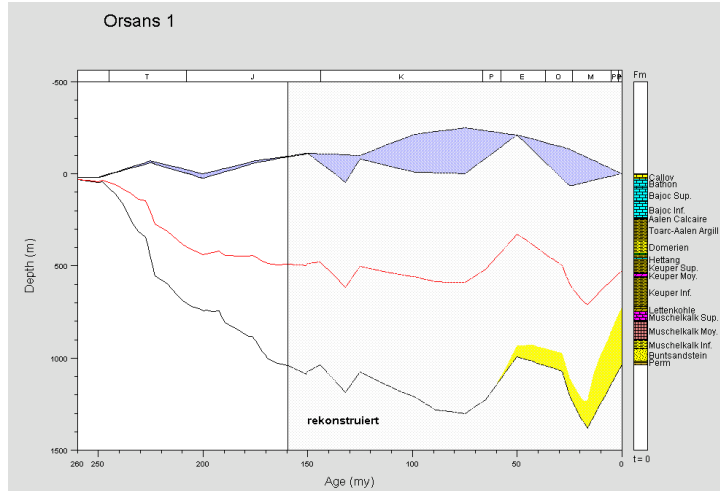


Bild M-23: Subsidenzkurve der Bohrung Orsans 1 (Ors1).

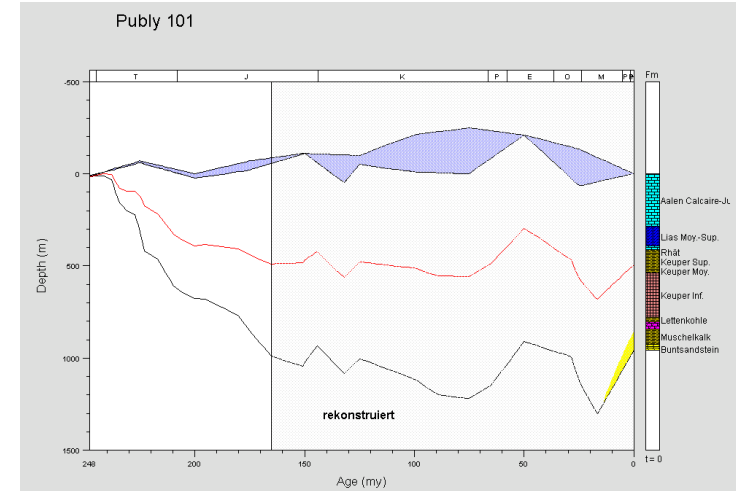


Bild M-25: Subsidenzkurve der Bohrung Publy 101 (Pu101).

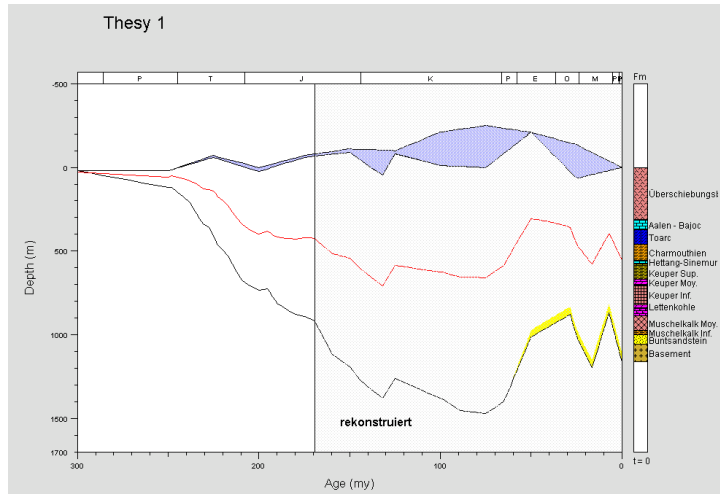


Bild M-26: Subsidenzkurve der Bohrung Thesis 1 (Thy1).

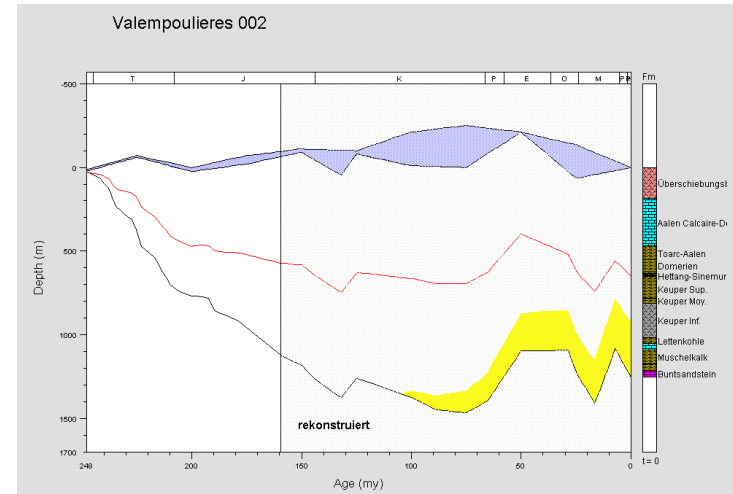


Bild M-28: Subsidenzkurve der Bohrung Valempoulieres 002 (Val002).

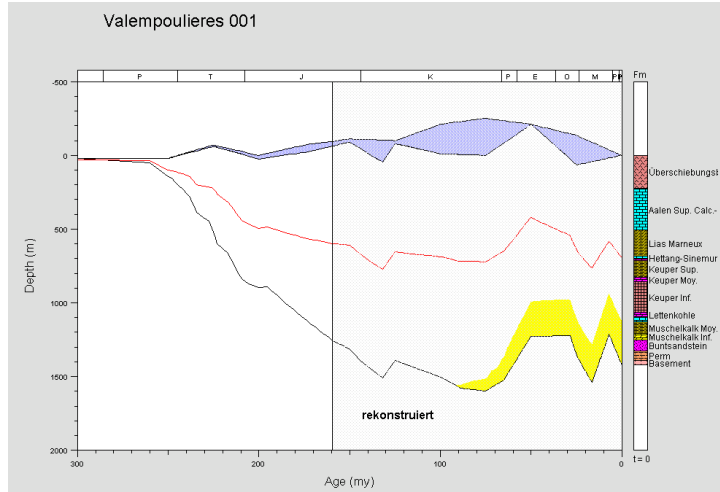


Bild M-27: Subsidenzkurve der Bohrung Valempoulieres 001 (Val001).

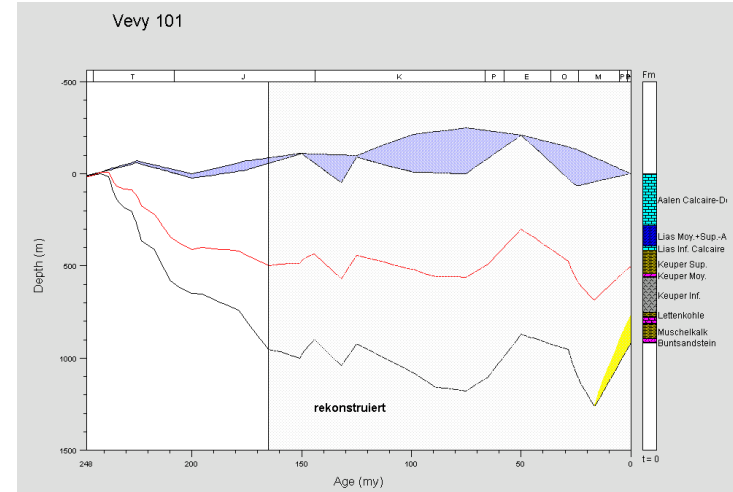


Bild M-29: Subsidenzkurve der Bohrung Vevy 101 (Vv101).

Faltenjura

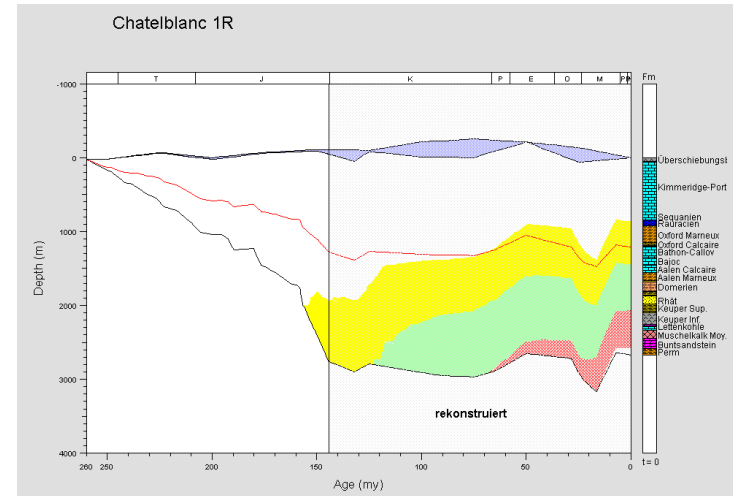
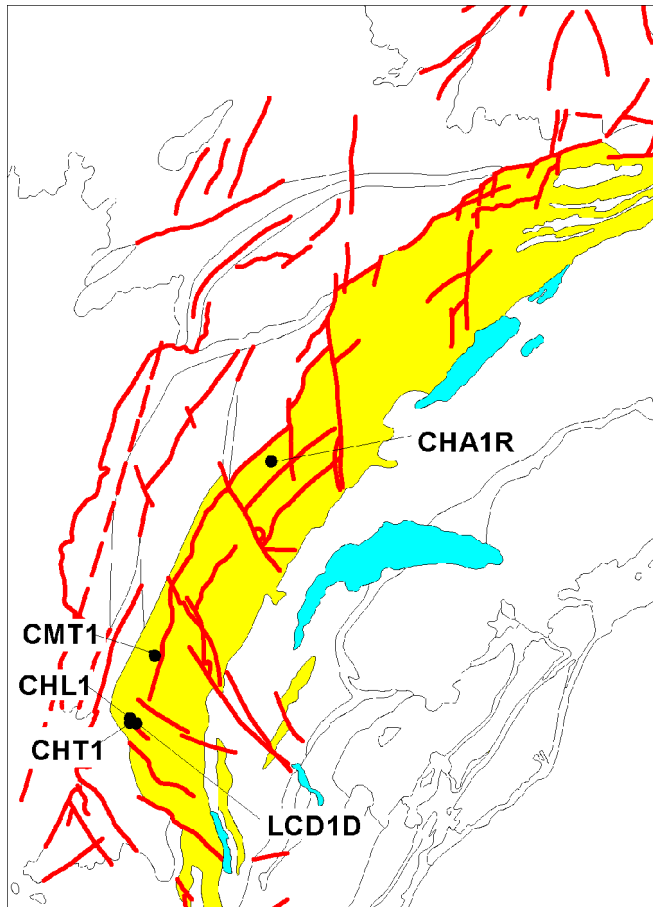


Bild M-30: Subsidenzkurve der Bohrung Chatelblanc 1R (CHA1R).

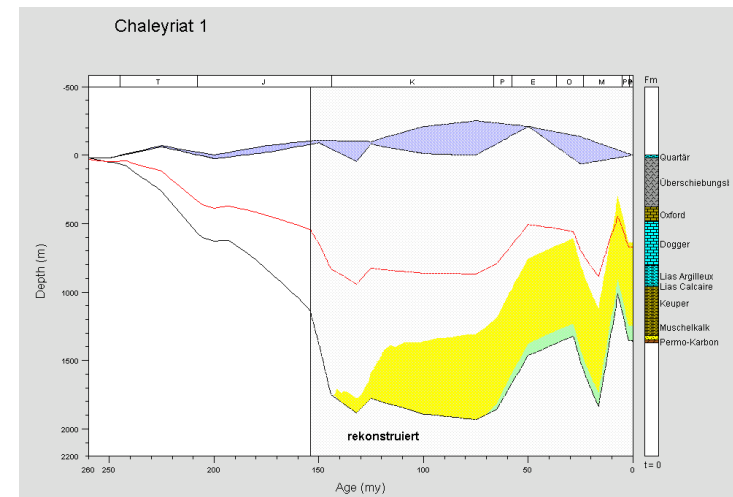
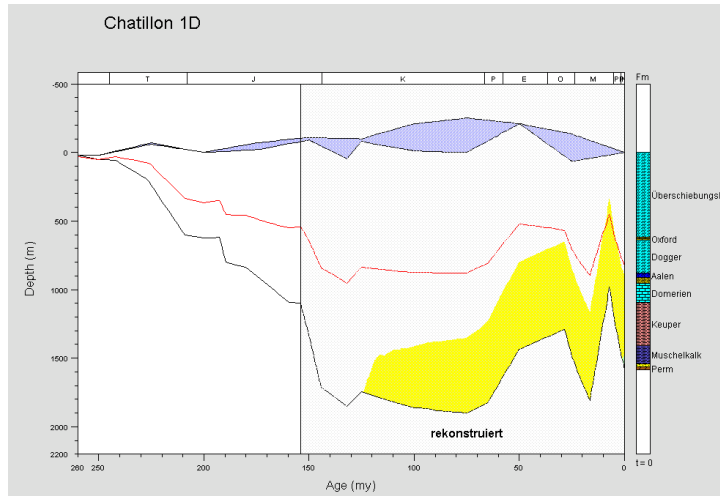
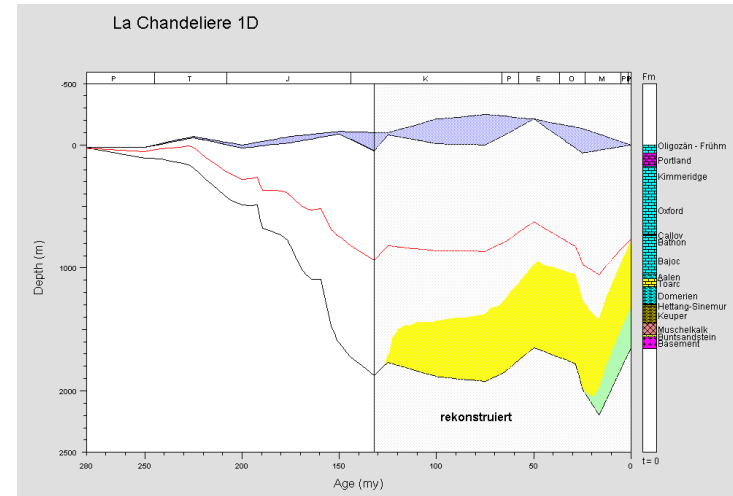


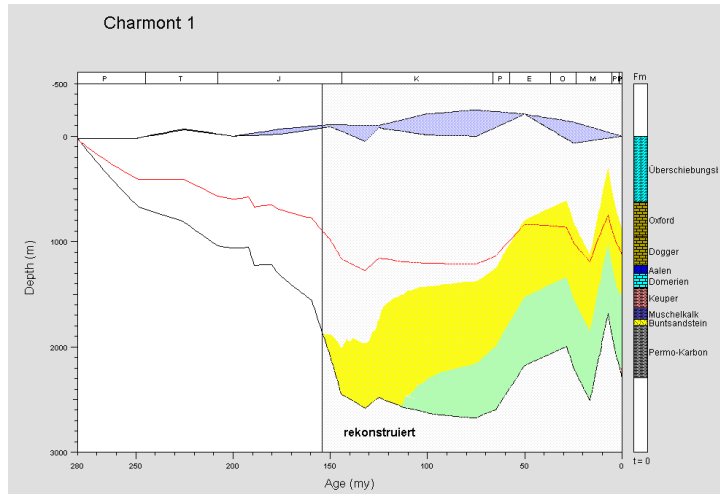
Bild M-31: Subsidenzkurve der Bohrung Chaleyriat 1 (CHL1).



**Bild M-32:** Subsidenzkurve der Bohrung Chatillon 1D (CHT1).



**Bild M-34:** Subsidenzkurve der Bohrung La Chandeliere 1D (LCD1D).



**Bild M-33:** Subsidenzkurve der Bohrung Charmont1 (CMT1).



Molasse

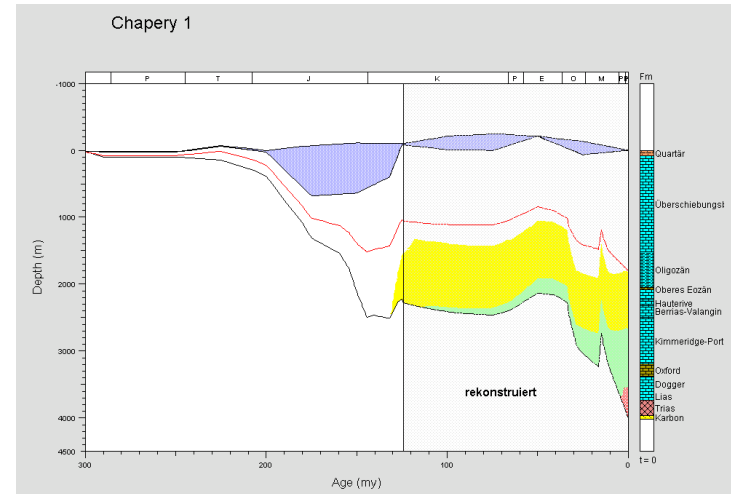
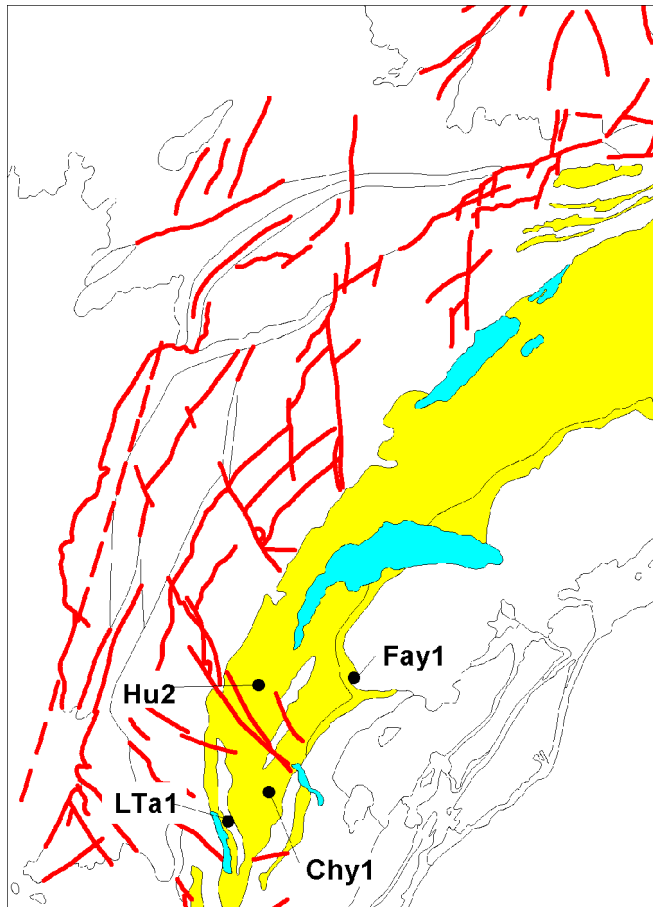


Bild M-35: Subsidenzkurve der Bohrung Chapery 1 (Chy1).

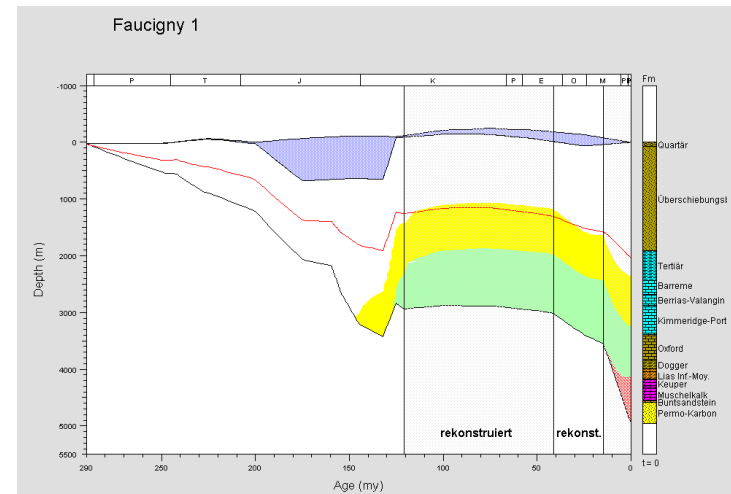


Bild M-36: Subsidenzkurve der Bohrung Faucigny 1 (Fay1).

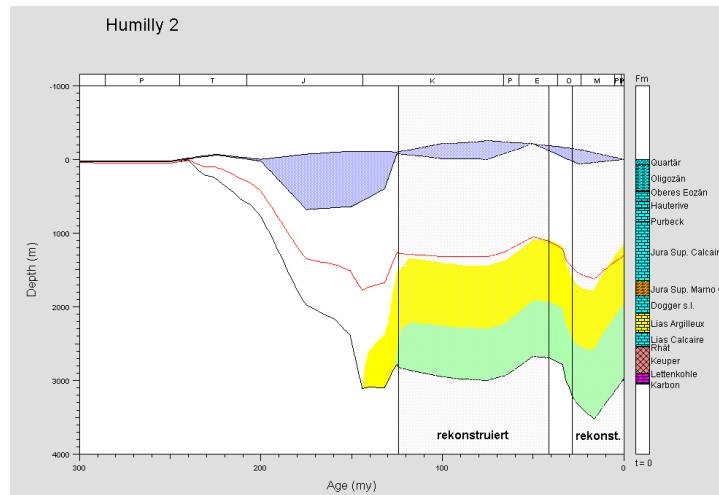


Bild M-37: Subsidenzkurve der Bohrung Humilly 2 (Hu2).

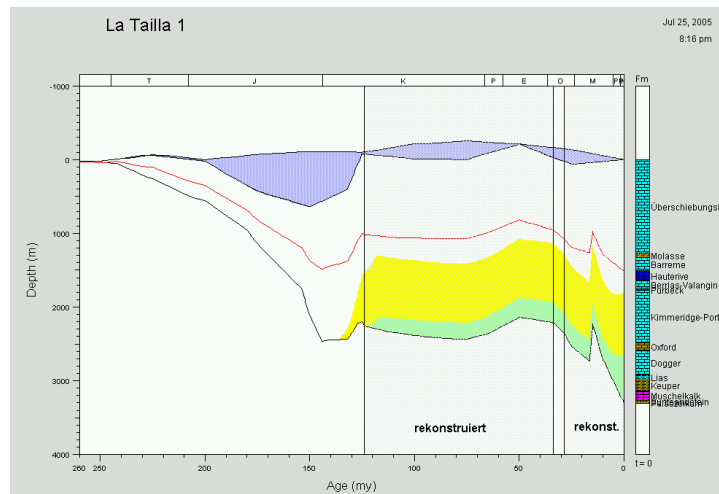


Bild M-38: Subsidenzkurve der Bohrung La Tailla 1 (LTa1).

Subalpine Ketten ('Chaînes Subalpines')

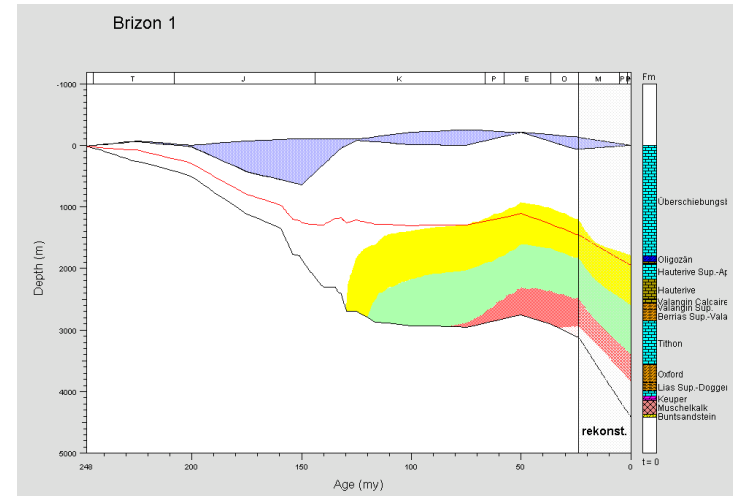
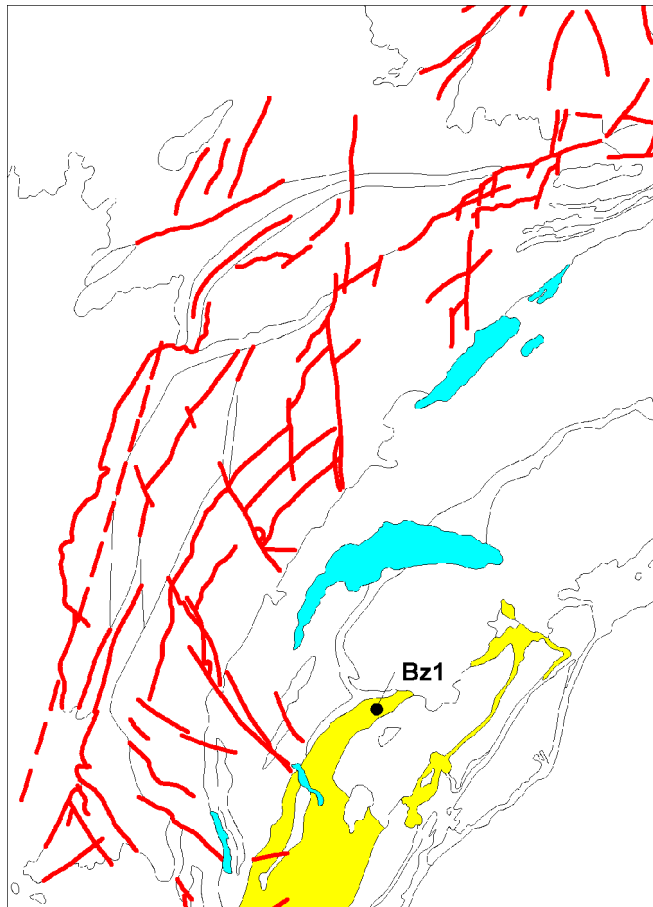
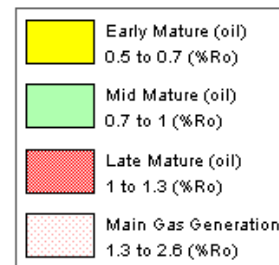


Bild M-39: Subsidenzkurve der Bohrung Brizon 1 (Bz1).

Legende für das Erdölfenster (Bild M-1 bis Bild M-39):



## Anhang N - Sensitivitätsanalyse am Beispiel der Bohrung Chatelblanc 1R

Parameter	Variation	Maturität	Abweichung(%)	Einstufung
Referenzbohrung	---	1.41	---	---
Wärmefluss	50 mW/m <sup>2</sup> statt 97 mW/m <sup>2</sup>	1.15	-18	<b>Großer Einfluss</b>
Oberflächentemperatur	15°C statt 20°C	1.36	-4	Geringer Einfluss
Erosion	Frühmiozän - Pliozän: 1000m statt 500m	1.58	12	<b>Großer Einfluss</b>
Strukturelle Entwicklung	Überschiebungsblock: 500 m statt 50m	1.54	9	Mittlerer Einfluss
Geohistory	ohne Geohistory	1.41	0	Kein Einfluss
Eustasie	ohne eustatische Meeresspiegelschwankungen	1.41	0	Kein Einfluss
Paläo-Wassertiefe	ohne Paläo-Wassertiefe	1.41	0	Kein Einfluss
Paläo-Wärmefluss	ohne Paläo-Wärmefluss	2.42	72	<b>Sehr großer Einfluss</b>
Paläo- Oberflächentemperatur	ohne Paläo- Oberflächentemperatur	1.51	7	Mittlerer Einfluss
Art des Modells	Lopatin Modell statt Vitrimat	2.13	51	<b>Sehr großer Einfluss</b>
Art des Modells	Simple Ro Modell statt Vitrimat	1.39	-1	Geringer Einfluss
Dekompaktion	ohne Dekompaktion statt nach FALVEY und MIDDLETON (1981)	3.40	141	Sehr großer Einfluss
Dekompaktion	n. SCLATER und CHRISTIE (1980) statt n. FALVEY und MIDDLETON (1981)	1.99	41	<b>Großer Einfluss</b>
'Instationärer Wärmefluss'	Wärmefluss im Basement = AN	1.32	-6	Mittlerer Einfluss
'Instationärer Wärmefluss'	Wärmefluss im Basement = AUS	1.40	-1	Geringer Einfluss
Zeitskala	GRADSTEIN et al. (2004) statt GRADSTEIN und OGG (1996)	1.41	0	Kein Einfluss
Zeitskala	HARLAND et al. (1990) statt GRADSTEIN und OGG (1996)	1.41	0	Kein Einfluss
Zeitskala	HAQ et al. (1987) statt GRADSTEIN und OGG (1996)	1.42	1	Geringer Einfluss

Anhang N - Sensitivitätsanalyse am Beispiel der Bohrung Chatelblanc 1R

Parameter	Variation	Maturität	Abweichung(%)	Einstufung
Porosität Perm (Silty Shale)	90% (Maximum) statt 58%	1.41	0	Kein Einfluss
Porosität Perm (Silty Shale)	22% (Minimum) statt 58%	1.41	0	Kein Einfluss
Porosität Perm (Silty Shale)	10% statt 58%	1.40	-1	Geringer Einfluss
Porosität (alle Schichten)	90% (Maximum)	2.15	52	<b>Sehr großer Einfluss</b>
Porosität (alle Schichten)	55% (Median)	1.49	6	Mittlerer Einfluss
Porosität (alle Schichten)	47% (Mittelwert)	1.39	-1	Geringer Einfluss
Porosität (alle Schichten)	22% (Minimum)	1.06	-25	<b>Großer Einfluss</b>
Porosität (alle Schichten)	10%	0.91	-35	<b>Großer Einfluss</b>
Porosität (alle Schichten)	variabel: 10% bis 30%	1.19	-16	<b>Großer Einfluss</b>
Wärmekapazität (alle Schichten)	1000 J/(kg×°K)	1.41	0	Kein Einfluss
Wärmekapazität (alle Schichten)	2500 J/(kg×°K)	1.41	0	Kein Einfluss
Dichte (alle Schichten)	1,8 g/cm <sup>3</sup>	1.41	0	Kein Einfluss
Dichte (alle Schichten)	2,7 g/cm <sup>3</sup>	1.41	0	Kein Einfluss
Wärmeleitf. Perm (Silty Shale)	0,3 W/m°C (Min.) statt 1,625 W/m°C	1.80	28	<b>Großer Einfluss</b>
Wärmeleitf. Perm (Silty Shale)	7,7 W/m°C (Max.) statt 1,625 W/m°C	1.33	-6	Mittlerer Einfluss
Wärmeleitfähig. (alle Schichten)	0,3 W/m°C (Minimum)	4.69	233	<b>Sehr großer Einfluss</b>
Wärmeleitfähig. (alle Schichten)	3,3 W/m°C (Median)	1.14	-19	<b>Großer Einfluss</b>
Wärmeleitfähig. (alle Schichten)	3,7 W/m°C (Mittelwert)	0.95	-33	<b>Großer Einfluss</b>
Wärmeleitfähig. (alle Schichten)	7,7 W/m°C (Maximum)	0.54	-62	<b>Sehr großer Einfluss</b>

**Tabelle N-1:** Die Tabelle zeigt die Ergebnisse der Sensitivitätsanalyse für die Bohrung Chatelblanc 1R.

**Legende (in %Maturität):**

- Kein Einfluss: 0 %
- Geringer Einfluss: 0 – 5 %
- Mittlerer Einfluss: 5 – 10 %
- Großer Einfluss: 10 – 50 %
- Sehr großer Einfluss: > 50%

Die Tabelle enthält die Ergebnisse der Sensitivitätsanalyse, die für die Bohrung Chatelblanc 1R durchgeführt wurde. Als Referenz wurden folgende **Randbedingungen** angenommen:

- Angabe der Geohistory (eustatische Meeresspiegelschwankungen, Paläobathymetrie)
- Angabe der Paläo-Oberflächentemperaturen
- Angabe der Paläo-Wärmeflusswerte
- Art des Maturitätsmodells: VITRIMAT (s.a. **Anhang G**)
- Dekompaktion nach FALVEY und MIDDLETON (1981)
- Wärmefluss unter stationären Bedingungen
- Zeitskala nach GRADSTEIN und OGG (1996)

Folgende **Parameter** wurden bei der Sensitivitätsanalyse systematisch variiert:

- Wärmefluss
- Oberflächentemperatur
- Erosionsereignisse
- Porosität
- Dichte
- Wärmeleitfähigkeit
- Spezifische Wärmekapazität

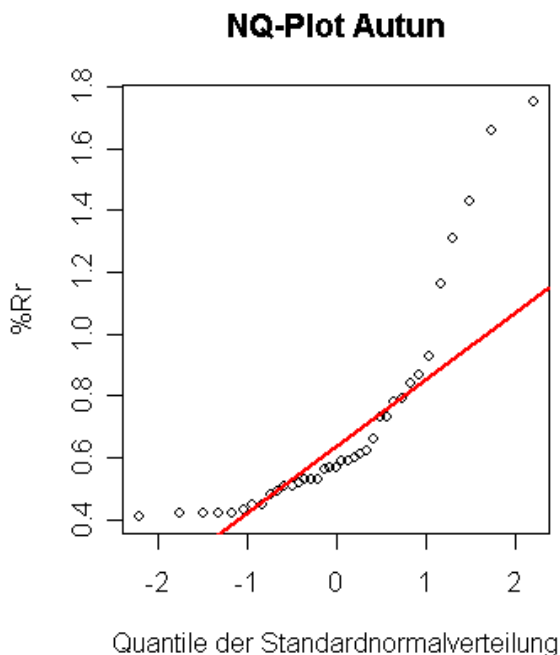
Unter den Referenzbedingungen (s.o.) ergibt die Modellierung der Maturität für die Bohrung Chatelblanc 1R einen Reflexionswert von 1,41% Rr. Durch Veränderung der Randbedingungen und Variation der Parameter wurde der Einfluss auf das Modell untersucht und die Abweichung vom Referenzwert 1,41% Rr in Prozent berechnet. Wie erwartet sind die wichtigsten Parameter bei der Modellierung der Maturität der Wärmefluss und Erosionsereignisse<sup>7</sup>. Der Einfluss von Wärmefluss und Erosionsereignissen auf das Modell und v.a. auf dessen Kalibrierung kann mit Hilfe der Sensitivitätsmatrix erfolgen.

---

<sup>7</sup> Eine Ausnahme bilden hierbei die Setzung von Porosität und Wärmeleitfähigkeit bei allen Schichten auf Maximal- und Minimalwerte, was allerdings zu sehr unrealistischen Szenarien führt.

## Anhang O - Geostatistik

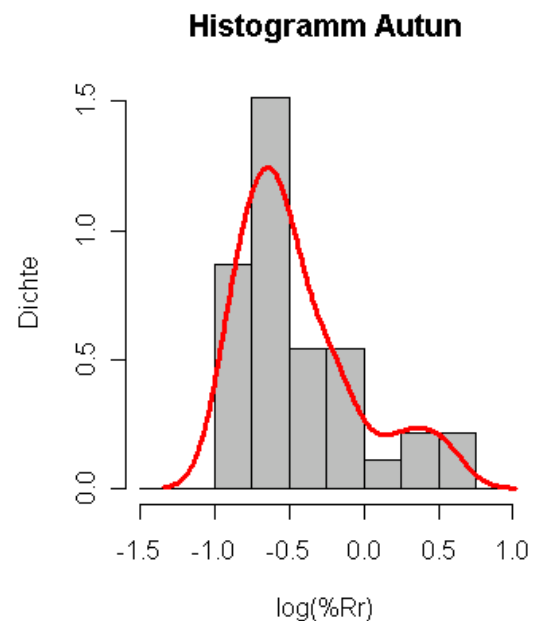
Um eine Aussage über die flächenhafte Verteilung punktuell erhobener Information, z.B. der eindimensionalen Modellierung der Erdölreife (Maturität) des Autun, des Ladin (Grenze Muschelkalk/Keuper) und des Toarc im Arbeitsgebiet machen zu können, wurden Iso-%Rr-Karten für die Obergrenze des Autun, des Ladin und des Toarc mittels Verfahren aus der Geostatistik (Variogramm-Analyse, Trend-Analyse, Kriging) ermittelt. Eine grundlegende Einführung in die Thematik der Geostatistik findet sich bei z.B. bei ISAAKS und SRIVASTAVA (1989) und DAVIS (1986).



**Bild O-1:** NQ-Plot der modellierten Vitrinit-Werte für das Autun. Der konkave Verlauf der Punkte deutet auf eine linkssteile Verteilung der Grundgesamtheit.

Die statistische Auswertung wurde mit dem Open Source Programm R durchgeführt (R-DEVELOPMENT-CORE-TEAM, 2005), die Geostatistik mit dem Open Source Programm

GSTAT (PEBESMA, 2003; PEBESMA und WESSELING, 1998). Grundlage für die Durchführung dieser geostatistischen Verfahren ist, dass die Daten zumindest annähernd normalverteilt sind. Der NQ-Plot (**Bild O-1**) zeigt einen konkaven Verlauf, der auf eine linkssteile Verteilung der Grundgesamtheit schließen lässt.

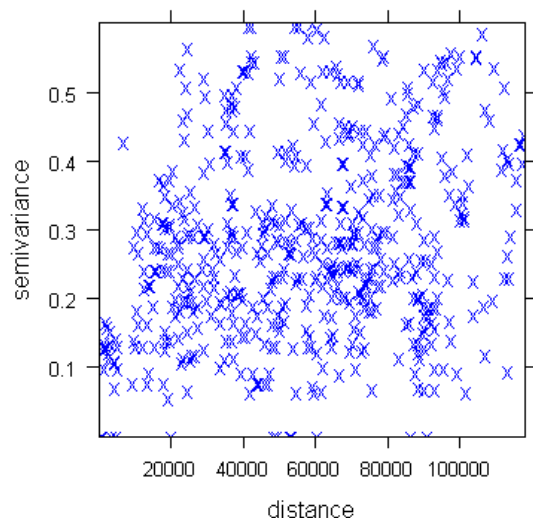


**Bild O-2:** Histogramm der logarithmierten Vitrinit-Werte. Auch die logarithmierten Werte zeigen eine linkssteile, sogar schwach bimodale Verteilung.

Eine linkssteile Verteilung wiederum deutet auf eine Log-Normalverteilung hin. Das Histogramm der logarithmierten Vitrinit-Werte in **Bild O-2** zeigt allerdings, dass auch die logarithmierten Werte nur annähernd normalverteilt und sogar leicht bimodal sind. Trotz dieser Umstände wird bei der weiteren Vorgehensweise von einer Log-Normalverteilung der modellierten Messwerte ausgegangen.

Im Anschluss an die deskriptive Statistik wird die **Variogramm-Analyse** durchgeführt. Ziel der Variogramm-Analyse ist zu prüfen, ob die zu untersuchenden Daten einen regionalen

Zusammenhang aufweisen und wie stark dieser regionale Zusammenhang ausgeprägt ist.

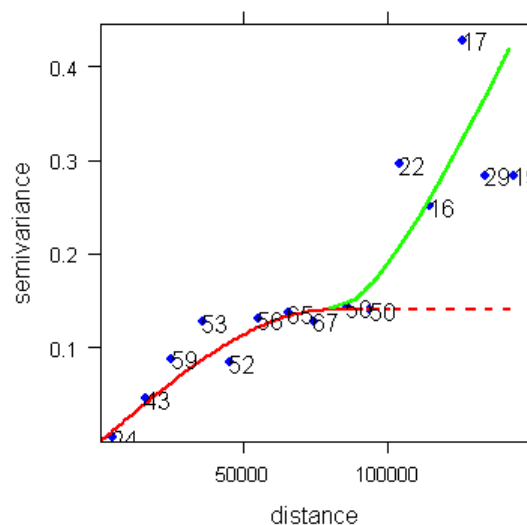


**Bild O-3:** Variogramm-Wolke der logarithmierten Vitrinit-Werte für das Autun.

Für die Variogramm-Analyse wurde die robuste Schätzung nach CRESSIE (1993) durchgeführt. **Bild O-3** zeigt für jedes Wertepaar den Plot des Variogramm-Werts gegen die Entfernung. Diese Variogramm-Wolke zeigt die Werte für alle Punktpaare und ermöglicht die Identifikation von sogenannten Ausreißern. Eine bessere Interpretation ermöglicht **Bild O-4**. Hier sind gemittelte Varianzwerte gegen Distanzklassen aufgetragen. Dieser Graph wird auch als experimentelles Variogramm bezeichnet. Für die Konstruktion dieses experimentellen Variogramms sollten folgende Faustregeln beachtet werden:

- Zur Berechnung jedes Variogramm-Werts sollten mindestens 30 Datenpaare zur Verfügung stehen.
- Der ansteigende Teil des Variogramms sollte durch 3 bis 4 Variogramm-Werte beschrieben werden.
- Der maximale Abstand sollte kleiner oder gleich der halben Größe des Untersu-

chungsgebiets sein (in diesem Fall ca. 140 km = 140000 m)



**Bild O-4:** Experimentelles Variogramm (blaue Punkte) und theoretisches Variogramm-Modell (rote Kurve) für die logarithmierten Vitrinit-Werte des Autun. Die Zahlen neben den Punkten geben die Anzahl der Wertepaare an, die für die Berechnung dieses Variogramm-Werts verwendet wurden. Ab ca. 100000 m zeigen die Daten einen Trend (grüne Linie).

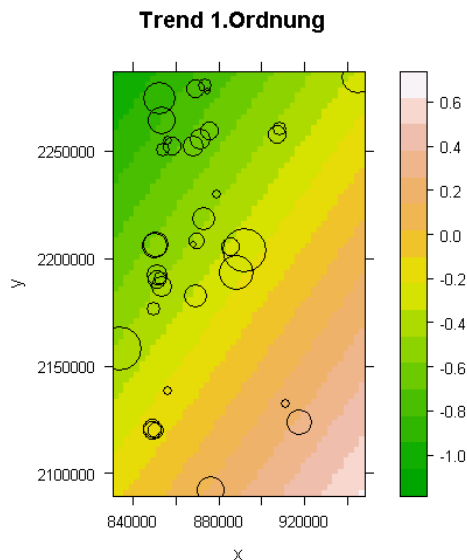
An das experimentelle Variogramm wird nun ein theoretisches Variogramm-Modell angepasst. In diesem Fall wurde ein sphärisches Variogramm-Modell gewählt, das eine Reichweite (range) von 80 km und ein Plateau (sill) von 0,14 hat. Dies bedeutet, dass einzelne Vitrinit-Werte bis zu einer Entfernung von ca. 80 km räumlich korreliert sind. Die Punkte, die eine größere Entfernung als 80 km zueinander haben, weisen einen höheren Varianzwert auf und deuten auf instationäre Verhältnisse hin. Unter instationären Verhältnissen versteht man in diesem Zusammenhang, dass der Erwartungswert für den untersuchten Vitrinit-Wert nicht für das gesamte Arbeitsgebiet gleich ist, sondern eine Drift oder einen Trend<sup>8</sup> aufweist. Die grüne

<sup>8</sup> Von einem Trend spricht man, wenn die instationären Bedingungen global, d.h. einheitlich über den gesamten



Linie in **Bild O-4** zeigt einen möglichen regionalen Trend.

Die Berechnung der Trendoberfläche (**Bild O-5**) erster Ordnung zeigt tatsächlich einen Trend, der eine Zunahme der Maturität von NW nach SE anzeigt.



**Bild O-5:** Trendoberfläche für die logarithmierten Vitrinit-Werte des Autun. Die Oberfläche zeigt eine Zunahme der Vitrinit-Werte von NW nach SE. Die schwarzen Kreise sind ein Maß für die Güte der Oberfläche an den Stützpunkten. Je größer der Kreis ist, desto größer ist das Residuum (Differenz Eingangswert – berechneter Wert), das bei der Kreuzvalidierung berechnet wurde.

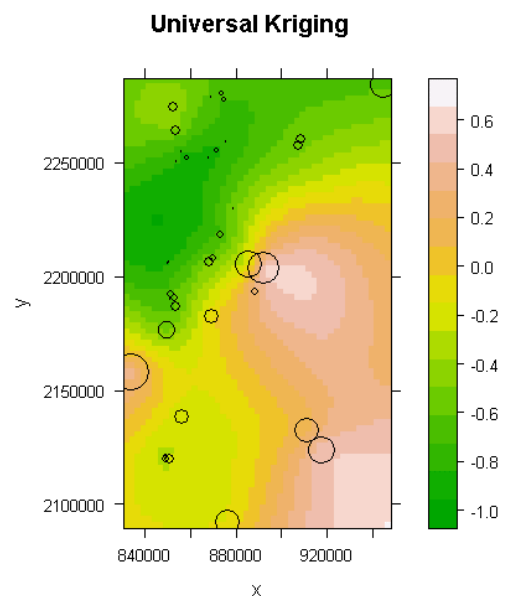
Als nächster Schritt soll nun für das gesamte Untersuchungsgebiet eine Vorhersage für die Verteilung der Vitrinit-Werte getroffen werden. Zu diesem Zweck gibt es Schätzverfahren zur Bestimmung des Schätzwertes und der Schätzvarianz. Die Gewichtungsfaktoren für diese Schätzung werden mit Hilfe des Variogramm-Modells (**Bild O-4**) berechnet. Diese Verfahren werden nach dem südafrikanischen Geologen Krige auch als Kriging bezeichnet.

Betrachtungsraum, zu beobachten sind. Eine Drift tritt im Gegensatz zum Trend lokal auf, d.h. sie variiert über den gesamten Betrachtungsraum. Die Unterscheidung Trend - Drift ist stark abhängig vom angelegten Betrachtungsmaßstab.

Für den Fall der Vitrinit-Werte muss weiterhin ein Schätzverfahren angewandt werden, das sowohl die lokale Variation der Daten (s. **Bild O-4**) als auch den globalen Trend (s. **Bild O-4** und **Bild O-5**) berücksichtigt.

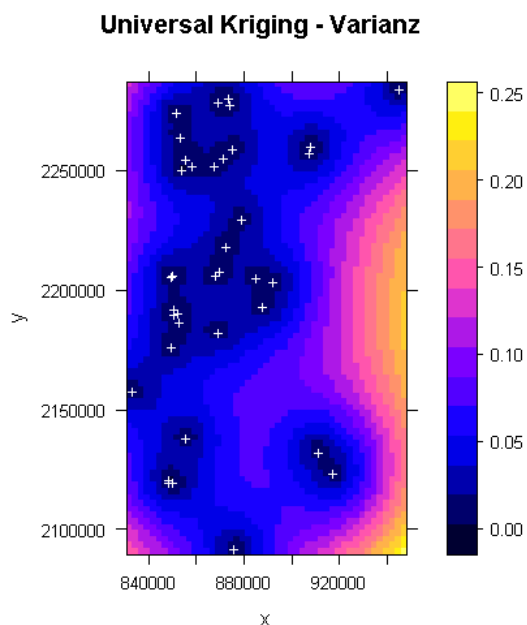
Für die Behandlung solcher, instationärer Bedingungen gibt es in der Geostatistik mehrere Lösungsansätze:

- Ordinary Kriging mit Trend
- Der Trend wird nicht berücksichtigt -> Annahme quasi-stationärer Zustände
- Approximation des Trends durch eine Polynomfunktion: Kriging der Residuen
- Universal Kriging: Erweiterung des Ordinary Kriging für instationäre Bedingungen



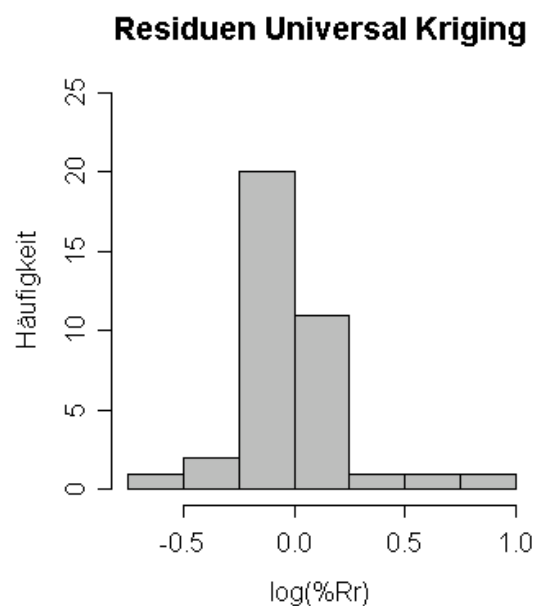
**Bild O-6:** Oberfläche für die logarithmierten Vitrinit-Werte des Autun. Die schwarzen Kreise sind ein Maß für die Güte der Oberfläche an den Stützpunkten. Je größer der Kreis ist, desto größer ist das Residuum, das bei der Kreuzvalidierung berechnet wurde.

Im Rahmen dieser Auswertung wurde die Methode des Universal Kriging eingesetzt. Das Ergebnis für die Schätzung der logarithmierten Vitrinit-Werte zeigt **Bild O-6**, die Varianzwerte sind **Bild O-7** in dargestellt.



**Bild O-7:** Verteilung der Varianzwerte für die Krigeschätzung der logarithmierten Vitrinit-Werte des Autun. Deutlich ist zu sehen, dass die Varianz am geringsten in der Nachbarschaft der Stützpunkte ist.

Um die Güte der Schätzergebnisse beurteilen zu können, wurde eine sogenannte Kreuzvalidierung durchgeführt. Bei der Kreuzvalidierung wird für  $n$  Stützwerte die Schätzung normal durchgeführt, wobei bei jedem Durchgang ein Wert ausgelassen. In diesem Durchgang wird dann dieser Wert berechnet und kann mit dem bekannten, in diesem Durchgang ausgelassenen, tatsächlichen Wert verglichen werden. Auf diese Weise erhält man  $n$  Residuen, die in **Bild O-6** als Kreise dargestellt sind. Diese Darstellung ermöglicht die Größe der Residuen zueinander abzuschätzen. Eine weitere Möglichkeit, die Güte der Schätzung zu untersuchen, ergibt die Darstellung der Residuen in einem Histogramm (**Bild O-8**). Das Histogramm der Residuen sollte normalverteilt sein, der Mittelwert sollte ca. bei dem Wert Null liegen und die Spannweite der Residuen (x-Achse) sollte möglichst gering sein.



**Bild O-8:** Histogramm der Residuen aus der Kreuzvalidierung für die Krigeschätzung der logarithmierten Vitrinit-Werte des Autun. Die Residuen sind normalverteilt, haben aber eine relativ große Spannweite (s. als Vergleich z.B. die Legende in **Bild O-6**). Die logarithmierten Werte entsprechen Werten der Vitrinit-Reflexion von ca. - 0,5%Rr bis ca. 2,75% Rr.

Eine Aussage über die Güte der gesamten Schätzung erhält man auch durch die Berechnung des mittleren quadrierten Fehlers (MSE). Je niedriger dieser ist, umso besser ist die durchgeführte Schätzung.

$$MSE = \frac{1}{n} \cdot \sum_{i=1}^n r^2 \quad \text{Gleichung O-1}$$

MSE = Mean Square Error  
 r = Residuum  
 n = Anzahl der Meßwerte

Der MSE für die logarithmierten Vitrinit-Werte an der Obergrenze des Autun beträgt 0.05. Dieser Wert allein ist schwer zu beurteilen, zumal die Werte logarithmiert sind. Vergleicht man den Wert mit dem Minimum (-0.89) und Maximum (0.56), sieht man, dass

der Wert ca. 5% der Gesamtspanne beträgt. Vergleicht man den Wert weiterhin mit dem MSE für die Trendoberfläche aus **Bild O-5**, der 0.09 beträgt, sieht man dass die Qualität der Schätzung trotz der wenigen Stützpunkte besser ist als nur die Berechnung des globalen Trends.

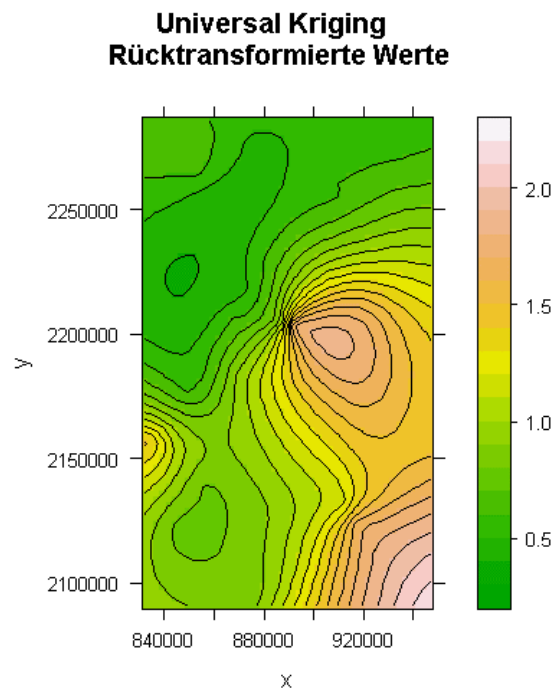
Da die logarithmierten Werte schwerer zu interpretieren sind als die nicht logarithmierten Ausgangswerte, werden die geschätzten Werte zum Abschluss der Auswertung zurücktransformiert.

$$\hat{Z}(\vec{x}_0) = e^{(\hat{Y}(\vec{x}_0) + \sigma_{OK}^2(\vec{x}_0)/2 - \psi)} \quad \text{Gleichung O-2}$$

- $\hat{Z}(\vec{x}_0)$  = Rücktransformierter Schätzwert
- $\hat{Y}(\vec{x}_0)$  = Krige-Schätzung
- $\sigma^2(\vec{x}_0)$  = Varianz für die Krige-Schätzung
- $\psi$  = Lagrange-Faktor

Die Rücktransformation ist allerdings komplizierter als die geschätzten Werte in den Exponenten zu nehmen, da die Schätzung die gewichtete Summe (nicht das Produkt) der logarithmierten Werte ist (ROSSITER, 2004). Die Transformation erfolgt entsprechend **Gleichung O-2**. Da das benutzte Programm GSTAT die Rücktransformation nicht explizit unterstützt und auch den Lagrange-Faktor nicht als Ergebnis ausgibt, wurde die Rücktransformation nach **Gleichung O-2** ohne Berücksichtigung des Lagrange-Faktors durchgeführt. Das Ergebnis dieser Rücktransformation ist in **Bild O-9** zu sehen.

Die Varianz für die rücktransformierten Werte kann nicht ermittelt werden, da der Mittelwert beim Verfahren des Universal Kriging (wie auch beim Ordinary Kriging) nicht bekannt ist.



**Bild O-9:** Oberfläche für die rücktransformierten Vitrinit-Werte des Autun mit Höhenlinien. Die Struktur entspricht weitgehend der Struktur in **Bild O-6**, die Skala zeigt die nicht logarithmierten Werte an.

In den Karten für die Verteilung der Maturität (**Bild 8-9** bis **Bild 8-12**) und in den Karten für den Beginn der Maturität (**Bild 8-13** bis **Bild 8-16**) sind die Ergebnisse nach einer abschließenden Reklassifikation zu sehen. Bei dieser Reklassifikation erfolgte für die Maturitätskarten die Einteilung der Klassen nach bestimmten Grenzwerten für das Erdölfenster. Bei Karten für den Beginn der Erdölreife erfolgte die Einteilung der neuen Klassen nach der geologischen Zeitskala nach GRADSTEIN und OGG (1996).

Die Variation des räumlichen Zusammenhangs hängt u.U. nicht nur von der Entfernung, sondern auch von der Richtung ab. Eine solche richtungsabhängige Variation wird als Anisotropie bezeichnet. Die Maturitätswerte konnten auf Grund der mangelnden Datenzahl nicht auf Anisotropie untersucht werden.

## Anhang P - Initiale Subsidenz nach MCKENZIE (1978)

Die Bezeichnung der Variablen und Konstanten im folgenden Text richten sich im wesentlichen nach ALLEN und ALLEN (1993). Dies hat u.a. zur Folge, dass die vertikale Koordinate mit  $y$  bezeichnet ist.

Der initialen Subsidenz  $S_i$  folgt nach MCKENZIE (1978) die sogenannte thermische Subsidenz  $S_t$ . Die initiale Subsidenz und mit ihr einhergehend ein Anstieg des Wärmeflusses setzt auf einen Schlag ein. Sie ist Folge isostatischer Ausgleichsbewegung, deren Ursache wiederum mechanisch bedingte Extension ist.

Im Anschluss an den im McKenzie-Modell auf einen Schlag eintretenden Anstieg der Temperatur

Initiale Subsidenz  $S_i$ :

- auf einen Schlag, d.h. ohne zeitliche Verzögerung
- Ursache: isostatischer Ausgleich, bedingt durch mechanische Extension
- Folge: Subsidenz oder Hebung (updoming), je nach Verhältnis von Mächtigkeit der Kruste zur Mächtigkeit der gesamten Lithosphäre
- Anstieg des Wärmeflusses (Ausdünnung der Lithosphäre)

Thermische Subsidenz  $S_t$ :

- allmählicher Verlauf
- Ursache: exponentielle Abnahme des Wärmeflusses mit der Zeit
- Folge: Abkühlung und dadurch bedingt thermische Kontraktion der Lithosphäre

Die Herleitung der initialen Subsidenz:

1) Situation vor Einsatz des Rifting

Der lithostatische Druck an der Basis der Lithosphäre ergibt sich wie folgt

$$y_c \cdot \rho_c \cdot g + (y_L - y_c) \cdot \rho_{sc} \cdot g \quad (1)$$

wobei

- $y_c$  = Mächtigkeit der Kruste
- $y_L$  = Mächtigkeit der Lithosphäre
- $\rho_c$  = Dichte der Kruste
- $\rho_{sc}$  = Dichte der subkrustalen Lithosphäre (= Mantelanteil der Lithosphäre)
- $g$  = Erdbeschleunigung

Unter der Annahme eines linearen Zusammenhangs zwischen der Dichte und der Temperatur ergibt sich folgender Zusammenhang für die Dichte  $\rho_c$  der Kruste und die Dichte  $\rho_{sc}$  der subkrustalen Lithosphäre

$$\rho_c = \rho_c^* \cdot (1 - \alpha_v \cdot T_{CD}) \quad (2)$$

$$\rho_{sc} = \rho_m^* \cdot (1 - \alpha_v \cdot T_{SC}) \quad (3)$$

wobei

- $\alpha_v$  = Dehnungskoeffizient für die thermische Expansion
- $y_L$  = Mächtigkeit der Lithosphäre
- $\rho_c^*$  = Dichte der Kruste bei 0°C
- $\rho_m^*$  = Dichte des Mantels bei 0°C (=  $\rho_{sc}^*$ )
- $T_{CD}$  = durchschnittliche Krustentemperatur
- $T_{SC}$  = durchschnittliche Manteltemperatur

Da der geothermische Gradient ebenfalls als linear angenommen werden kann, gilt weiterhin

$$T(y) = \frac{T_m - T_0}{y_L} \cdot y + T_0 \quad (4)$$

wobei  $y_L$  = Mächtigkeit der Lithosphäre  
 $T_0$  = Temperatur an der Erdoberfläche  
 $T_m$  = Temperatur an der Basis der Lithosphäre

Unter der vereinfachenden Annahme, dass für die Oberflächentemperatur  $T_0 = 0$  gilt, ergibt sich für die Durchschnittstemperatur von Kruste und Mantel somit

$$T_{CD} = \frac{T_m}{2} \cdot \frac{y_c}{y_L} \quad (5)$$

$$T_{sc} = \frac{T_m}{2} \cdot \left(1 + \frac{y_c}{y_L}\right) \quad (6)$$

wobei  $T_{CD}$  = Durchschnittstemperatur der Kruste (= Temperatur in der Mitte der Kruste, d.h. an der Stelle  $y_c/2$ )  
 $T_{sc}$  = Durchschnittstemperatur der subkrustalen Lithosphäre (= Temperatur in der Mitte der subkrustalen Lithosphäre, d.h. an der Stelle  $(y_c+y_L)/2$ )  
 $T_m$  = Temperatur an der Basis der Lithosphäre  
 $y_c$  = Mächtigkeit der Kruste  
 $y_L$  = Mächtigkeit der Lithosphäre

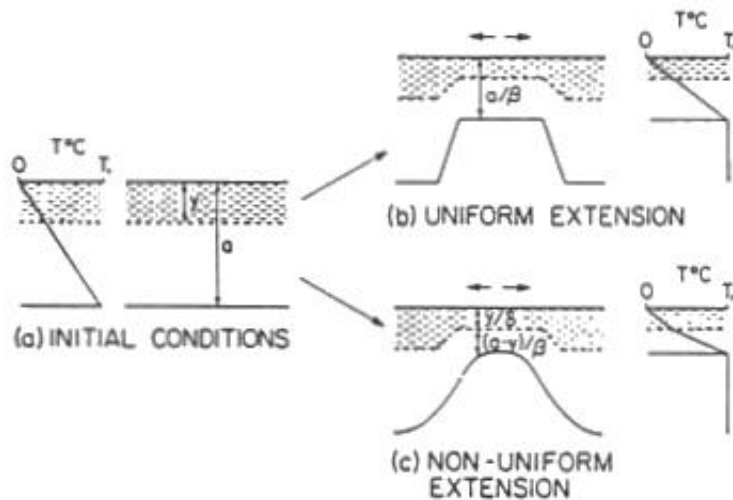
2) Rift-Phase

Horizontale Extension  $\beta = \frac{x_{nachher}}{x_{vorher}} > 1$  (7)

Vertikale Extension  $\beta = \frac{y_{vorher}}{y_{nachher}} > 1$  (8)

Gleichförmige Extension (= „uniform extension“), s.a. **Bild 0-1**:

Extension in der Kruste = Extension im Mantel:  $\beta_c = \beta_L$  (9)



**Bild 0-1:** Vereinfachtes Modell für gleichförmige Extension („uniform extension“) in Teilbild (b) und nicht-gleichförmige Extension („non-uniform extension“) in Teilbild (c). Teilbild (a) zeigt den Ausgangszustand mit den initialen Bedingungen.

**Abkürzungen:**

a = Mächtigkeit der Lithosphäre, y = Mächtigkeit der Kruste,

Gleichförmige Extension („Uniform Extension“):

$\beta$  = Dehnungsfaktor für die Lithosphäre

Nicht-gleichförmige Extension („Non-Uniform Extension“):

$\beta = \beta_L$  = Dehnungsfaktor für die subkrustale Lithosphäre

$\delta = \beta_C$  = Dehnungsfaktor für die Kruste

Bild, vereinfacht nach ROYDEN und KEEN (1980), aus ANGEVINE et al. (1990).

### 3) Situation nach Einsatz des Riftings

Nach dem Rifting setzt sich der lithostatische Druck in der Tiefe der ursprünglichen Lithosphäre wie folgt zusammen

$P_{\text{Sedimente}} + P_{\text{Kruste}} + P_{\text{Lithosphärenanteil Mantel}} + P_{\text{Asthenosphäre}}$

$$y_s \cdot \rho_s \cdot g + \frac{y_c}{\beta_c} \cdot \rho_c \cdot g + \left( \frac{y_L}{\beta_L} - \frac{y_c}{\beta_c} \right) \cdot \rho_{sc} \cdot g + \left( y_L - \frac{y_L}{\beta_L} - y_s \right) \cdot \rho_m \cdot g \quad (10)$$

wobei

- $g$  = Erdbeschleunigung
- $y_s$  = Mächtigkeit von Sediment-, Wasser- und Luftbedeckung
- $y_c$  = Mächtigkeit der Kruste
- $y_L$  = Mächtigkeit der Lithosphäre
- $\beta_c$  = Dehnungsfaktor für die Kruste
- $\beta_L$  = Dehnungsfaktor für die Lithosphäre
- $\rho_s$  = Durchschnittsdichte von Sedimenten, Luft und Wasser
- $\rho_c$  = Dichte der Kruste
- $\rho_{sc}$  = Dichte der subkrustalen Lithosphäre (= Mantelanteil der Lithosphäre)
- $\rho_m$  = Dichte des Mantels bei der Temperatur  $T_m$

mit  $\rho_m = \rho_m^* \cdot (1 - \alpha_v \cdot T_m)$  (11)

wobei

- $\alpha_v$  = Dehnungskoeffizient für die thermische Expansion
- $\rho_m^*$  = Dichte des Mantels bei 0°C



Für den Fall des isostatischen Ausgleichs (d.h. gleicher Druck in der Tiefe  $y_L$  vor und nach der Extension) ergibt sich durch Gleichsetzung von Term (1) und Term (10)

$$P_{\text{vorExtension}} = P_{\text{nachExtension}}$$

$$y_c \cdot \rho_c \cdot g + (y_L - y_c) \cdot \rho_{sc} \cdot g = y_s \cdot \rho_s \cdot g + \frac{y_c}{\beta_c} \cdot \rho_c \cdot g + \left(\frac{y_L}{\beta_L} - \frac{y_c}{\beta_c}\right) \cdot \rho_{sc} \cdot g + \left(y_L - \frac{y_L}{\beta_L} - y_s\right) \cdot \rho_m \cdot g$$

Unter der weiteren Annahme einer gleichförmigen Extension (= „uniform extension“:  $\beta = \beta_c = \beta_L$ ) sowie dividiert durch die Erdbeschleunigung  $g$  folgt weiterhin

$$y_c \cdot \rho_c + (y_L - y_c) \cdot \rho_{sc} = y_s \cdot \rho_s + \frac{y_c}{\beta} \cdot \rho_c + \left(\frac{y_L}{\beta} - \frac{y_c}{\beta}\right) \cdot \rho_{sc} + \left(y_L - \frac{y_L}{\beta} - y_s\right) \cdot \rho_m \quad (12)$$

Ausmultipliziert ergibt sich

$$y_c \cdot \rho_c + y_L \cdot \rho_{sc} - y_c \cdot \rho_{sc} = y_s \cdot \rho_s + \frac{y_c}{\beta} \cdot \rho_c + \frac{y_L}{\beta} \cdot \rho_{sc} - \frac{y_c}{\beta} \cdot \rho_{sc} + y_L \cdot \rho_m - \frac{y_L}{\beta} \cdot \rho_m - y_s \cdot \rho_m$$

Durch Umstellung und Kürzung folgt

$$y_s \cdot \rho_m - y_s \cdot \rho_s = \left(-y_c \cdot \rho_c + \frac{y_c}{\beta} \cdot \rho_c\right) \left(-y_L \cdot \rho_{sc} + \frac{y_L}{\beta} \cdot \rho_{sc}\right) - \frac{y_c}{\beta} \cdot \rho_{sc} + y_c \cdot \rho_{sc} + y_L \cdot \rho_m - \frac{y_L}{\beta} \cdot \rho_m$$

$$y_s \cdot (\rho_m - \rho_s) = -y_c \cdot \rho_c \cdot \left(1 - \frac{1}{\beta}\right) - y_L \cdot \rho_{sc} \cdot \left(1 - \frac{1}{\beta}\right) + y_c \cdot \rho_{sc} \cdot \left(1 - \frac{1}{\beta}\right) + y_L \cdot \rho_m \cdot \left(1 - \frac{1}{\beta}\right)$$

Aufgelöst nach  $y_s$  vereinfacht sich die Gleichung zu

$$y_s = \frac{(1 - \frac{1}{\beta})}{\rho_m - \rho_s} (y_L \cdot \rho_m - y_c \cdot \rho_c - y_L \cdot \rho_{sc} + y_c \cdot \rho_{sc})$$

und weiterhin folgt

$$y_s = \frac{1 - \frac{1}{\beta}}{\rho_m - \rho_s} \cdot [y_L \cdot \rho_m - y_c \cdot \rho_c - \rho_{sc} (y_L - y_c)] \quad (13)$$

Durch Einsetzen der Gleichungen (2), (3) und (11) für  $\rho_c$ ,  $\rho_{sc}$  und  $\rho_m$  ergibt sich

$$y_s = \frac{1 - \frac{1}{\beta}}{\rho_m^* \cdot (1 - \alpha_v \cdot T_m) - \rho_s} \cdot [y_L \cdot \rho_m^* \cdot (1 - \alpha_v \cdot T_m) - y_c \cdot \rho_c^* \cdot (1 - \alpha_v \cdot T_{CD}) - \rho_m^* \cdot (1 - \alpha_v \cdot T_{SC}) \cdot (y_L - y_c)] \quad (14)$$

Ersetzt man weiterhin gemäß (5) und (6) die Durchschnittstemperatur der Kruste  $T_{CD}$  und die Durchschnittstemperatur der subkrustalen Lithosphäre  $T_{sc}$ , folgt

$$y_s = \frac{1 - \frac{1}{\beta}}{\rho_m^* \cdot (1 - \alpha_v \cdot T_m) - \rho_s} \cdot \left[ y_L \cdot \rho_m^* \cdot (1 - \alpha_v \cdot T_m) - y_c \cdot \rho_c^* \cdot (1 - \alpha_v \cdot \frac{T_m}{2} \cdot \frac{y_c}{y_L}) - \rho_m^* \cdot (1 - \alpha_v \cdot \frac{T_m}{2} \cdot (1 + \frac{y_c}{y_L})) \cdot (y_L - y_c) \right] \quad (15)$$

Schrittweise Ausmultiplikation der Gleichung (15) ergibt

$$y_s = \frac{1 - \frac{1}{\beta}}{\rho_m^* \cdot (1 - \alpha_v \cdot T_m) - \rho_s} \cdot \left[ y_L \cdot \rho_m^* \cdot (1 - \alpha_v \cdot T_m) - y_c \cdot \rho_c^* \cdot (1 - \alpha_v \cdot \frac{T_m}{2} \cdot \frac{y_c}{y_L}) - y_L \cdot \rho_m^* \cdot (1 - \alpha_v \cdot \frac{T_m}{2} \cdot (1 + \frac{y_c}{y_L})) + y_c \cdot \rho_m^* \cdot (1 - \alpha_v \cdot \frac{T_m}{2} \cdot (1 + \frac{y_c}{y_L})) \right]$$

$$y_s = \frac{1 - \frac{1}{\beta}}{\rho_m^* \cdot (1 - \alpha_v \cdot T_m) - \rho_s} \cdot \left[ y_L \cdot \rho_m^* \cdot (1 - \alpha_v \cdot T_m) - y_c \cdot \rho_c^* \cdot (1 - \alpha_v \cdot \frac{T_m}{2} \cdot \frac{y_c}{y_L}) - y_L \cdot \rho_m^* + y_L \cdot \rho_m^* \cdot \alpha_v \cdot \frac{T_m}{2} \cdot (1 + \frac{y_c}{y_L}) + y_c \cdot \rho_m^* - y_c \cdot \rho_m^* \cdot \alpha_v \cdot \frac{T_m}{2} \cdot (1 + \frac{y_c}{y_L}) \right]$$

$$y_s = \frac{1 - \frac{1}{\beta}}{\rho_m^* \cdot (1 - \alpha_v \cdot T_m) - \rho_s} \cdot$$

$$\left[ y_L \cdot \rho_m^* - y_L \cdot \rho_m^* \cdot \alpha_v \cdot T_m - y_c \cdot \rho_c^* + y_c \cdot \rho_c^* \cdot \alpha_v \cdot \frac{T_m}{2} \cdot \frac{y_c}{y_L} - y_L \cdot \rho_m^* + y_L \cdot \rho_m^* \cdot \alpha_v \cdot \frac{T_m}{2} + y_L \cdot \rho_m^* \cdot \alpha_v \cdot \frac{T_m}{2} \cdot \frac{y_c}{y_L} + y_c \cdot \rho_m^* - y_c \cdot \rho_m^* \cdot \alpha_v \cdot \frac{T_m}{2} - y_c \cdot \rho_m^* \cdot \alpha_v \cdot \frac{T_m}{2} \cdot \frac{y_c}{y_L} \right]$$

Da  $y_L \cdot \rho_m^* - y_L \cdot \rho_m^* = 0$ , vereinfacht sich die Gleichung zu

$$y_s = \frac{1 - \frac{1}{\beta}}{\rho_m^* \cdot (1 - \alpha_v \cdot T_m) - \rho_s} \cdot$$

$$\left[ -y_L \cdot \rho_m^* \cdot \alpha_v \cdot T_m - y_c \cdot \rho_c^* + y_c \cdot \rho_c^* \cdot \alpha_v \cdot \frac{T_m}{2} \cdot \frac{y_c}{y_L} + y_L \cdot \rho_m^* \cdot \alpha_v \cdot \frac{T_m}{2} + y_L \cdot \rho_m^* \cdot \alpha_v \cdot \frac{T_m}{2} \cdot \frac{y_c}{y_L} + y_c \cdot \rho_m^* - y_c \cdot \rho_m^* \cdot \alpha_v \cdot \frac{T_m}{2} - y_c \cdot \rho_m^* \cdot \alpha_v \cdot \frac{T_m}{2} \cdot \frac{y_c}{y_L} \right]$$

Zusammenfassen von  $-y_L \cdot \rho_m^* \cdot \alpha_v \cdot T_m + y_L \cdot \rho_m^* \cdot \alpha_v \cdot \frac{T_m}{2}$  führt zu

$$y_s = \frac{1 - \frac{1}{\beta}}{\rho_m^* \cdot (1 - \alpha_v \cdot T_m) - \rho_s} \cdot \left[ -y_c \cdot \rho_c^* + y_c \cdot \rho_c^* \cdot \alpha_v \cdot \frac{T_m}{2} \cdot \frac{y_c}{y_L} - y_L \cdot \rho_m^* \cdot \alpha_v \cdot \frac{T_m}{2} + y_L \cdot \rho_m^* \cdot \alpha_v \cdot \frac{T_m}{2} \cdot \frac{y_c}{y_L} + y_c \cdot \rho_m^* - y_c \cdot \rho_m^* \cdot \alpha_v \cdot \frac{T_m}{2} - y_c \cdot \rho_m^* \cdot \alpha_v \cdot \frac{T_m}{2} \cdot \frac{y_c}{y_L} \right]$$

Eine einfache Umstellung ergibt

$$y_s = \frac{1 - \frac{1}{\beta}}{\rho_m^* \cdot (1 - \alpha_v \cdot T_m) - \rho_s} \cdot \left[ y_c \cdot \rho_m^* - y_c \cdot \rho_c^* - y_c \cdot \rho_m^* \cdot \alpha_v \cdot \frac{T_m}{2} \cdot \frac{y_c}{y_L} + y_c \cdot \rho_c^* \cdot \alpha_v \cdot \frac{T_m}{2} \cdot \frac{y_c}{y_L} - y_L \cdot \rho_m^* \cdot \alpha_v \cdot \frac{T_m}{2} + y_L \cdot \rho_m^* \cdot \alpha_v \cdot \frac{T_m}{2} \cdot \frac{y_c}{y_L} - y_c \cdot \rho_m^* \cdot \alpha_v \cdot \frac{T_m}{2} \right]$$

Durch Ausklammern von  $y_L$  erhält man

$$y_s = \frac{\left(1 - \frac{1}{\beta}\right) \cdot y_L}{\rho_m^* \cdot (1 - \alpha_v \cdot T_m) - \rho_s} \cdot \left[ \frac{y_c}{y_L} \cdot \rho_m^* - \frac{y_c}{y_L} \cdot \rho_c^* - \frac{y_c}{y_L} \cdot \rho_m^* \cdot \alpha_v \cdot \frac{T_m}{2} \cdot \frac{y_c}{y_L} + \frac{y_c}{y_L} \cdot \rho_c^* \cdot \alpha_v \cdot \frac{T_m}{2} \cdot \frac{y_c}{y_L} - \rho_m^* \cdot \alpha_v \cdot \frac{T_m}{2} + \rho_m^* \cdot \alpha_v \cdot \frac{T_m}{2} \cdot \frac{y_c}{y_L} - \frac{y_c}{y_L} \cdot \rho_m^* \cdot \alpha_v \cdot \frac{T_m}{2} \right]$$

Da  $\rho_m^* \cdot \alpha_v \cdot \frac{T_m}{2} \cdot \frac{y_c}{y_L} - \frac{y_c}{y_L} \cdot \rho_m^* \cdot \alpha_v \cdot \frac{T_m}{2} = 0$ , ergibt sich folgende, weitere Vereinfachung

$$y_s = \frac{\left(1 - \frac{1}{\beta}\right) \cdot y_L}{\rho_m^* \cdot (1 - \alpha_v \cdot T_m) - \rho_s} \cdot \left[ \frac{y_c}{y_L} \cdot \rho_m^* - \frac{y_c}{y_L} \cdot \rho_c^* - \frac{y_c}{y_L} \cdot \rho_m^* \cdot \alpha_v \cdot \frac{T_m}{2} \cdot \frac{y_c}{y_L} + \frac{y_c}{y_L} \cdot \rho_c^* \cdot \alpha_v \cdot \frac{T_m}{2} \cdot \frac{y_c}{y_L} - \rho_m^* \cdot \alpha_v \cdot \frac{T_m}{2} \right]$$

Durch Ausklammern von  $\frac{y_c}{y_L}$  ergibt sich

$$y_s = \frac{\left(1 - \frac{1}{\beta}\right) \cdot y_L}{\rho_m^* \cdot (1 - \alpha_v \cdot T_m) - \rho_s} \cdot \left[ \frac{y_c}{y_L} \cdot \left( \rho_m^* - \rho_c^* - \rho_m^* \cdot \alpha_v \cdot \frac{T_m}{2} \cdot \frac{y_c}{y_L} + \rho_c^* \cdot \alpha_v \cdot \frac{T_m}{2} \cdot \frac{y_c}{y_L} \right) - \rho_m^* \cdot \alpha_v \cdot \frac{T_m}{2} \right]$$

Durch Ausklammern von  $\alpha_v \cdot \frac{T_m}{2} \cdot \frac{y_c}{y_L}$  folgt

$$y_s = \frac{\left(1 - \frac{1}{\beta}\right) \cdot y_L}{\rho_m^* \cdot (1 - \alpha_v \cdot T_m) - \rho_s} \cdot \left[ \frac{y_c}{y_L} \cdot \left( (\rho_m^* - \rho_c^*) - (\rho_m^* - \rho_c^*) \cdot \alpha_v \cdot \frac{T_m}{2} \cdot \frac{y_c}{y_L} \right) - \rho_m^* \cdot \alpha_v \cdot \frac{T_m}{2} \right]$$

Weiteres Ausklammern von  $(\rho_m^* - \rho_c^*)$  ergibt

$$y_s = \frac{\left(1 - \frac{1}{\beta}\right) \cdot y_L}{\rho_m^* \cdot (1 - \alpha_v \cdot T_m) - \rho_s} \cdot \left[ \frac{y_c}{y_L} \cdot (\rho_m^* - \rho_c^*) \cdot \left( 1 - \alpha_v \cdot \frac{T_m}{2} \cdot \frac{y_c}{y_L} \right) - \rho_m^* \cdot \alpha_v \cdot \frac{T_m}{2} \right]$$

Eine letzte Umstellung ergibt die bei ALLEN und ALLEN (1993) aufgeführte Formel für die initiale Subsidenz nach MCKENZIE (1978):

$$y_s = \frac{y_L \cdot \left[ (\rho_m^* - \rho_c^*) \cdot \frac{y_c}{y_L} \cdot \left( 1 - \alpha_v \cdot \frac{T_m}{2} \cdot \frac{y_c}{y_L} \right) - \frac{\rho_m^* \cdot \alpha_v \cdot T_m}{2} \right] \cdot \left( 1 - \frac{1}{\beta} \right)}{\rho_m^* \cdot (1 - \alpha_v \cdot T_m) - \rho_s} \quad (16)$$

## Anhang Q - Thermische Subsidenz nach MCKENZIE (1978)

Die Bezeichnung der Variablen und Konstanten im folgenden Text richten sich im wesentlichen nach ALLEN und ALLEN (1993). Dies hat u.a. zur Folge, dass die vertikale Koordinate mit  $y$  bezeichnet ist.

Der initialen Subsidenz  $S_i$  folgt nach MCKENZIE (1978) die sogenannte thermische Subsidenz  $S_t$ . Die initiale Subsidenz und mit ihr einhergehend ein Anstieg des Wärmeflusses setzt auf einen Schlag ein. Sie ist Folge isostatischer Ausgleichsbewegung, deren Ursache wiederum mechanisch bedingte Extension ist.

Initiale Subsidenz  $S_i$ :

- auf einen Schlag, d.h. ohne zeitliche Verzögerung
- Ursache: isostatischer Ausgleich, bedingt durch mechanische Extension
- Folge: Subsidenz oder Hebung (updoming), je nach Verhältnis von Mächtigkeit der Kruste zur Mächtigkeit der gesamten Lithosphäre
- Anstieg des Wärmeflusses (Ausdünnung der Lithosphäre)

Thermische Subsidenz  $S_t$ :

- allmählicher Verlauf
- Ursache: exponentielle Abnahme des Wärmeflusses mit der Zeit
- Folge: Abkühlung und dadurch bedingt thermische Kontraktion der Lithosphäre

Die Herleitung der thermischen Subsidenz geht von zwei Randbedingungen und zwei Annahmen aus:

Randbedingungen:

- (1)  $t = 0$ ,  $T = 0$ ,  $y = y_L$ : zum Zeitpunkt  $t = 0$  herrscht an der Oberfläche ( $y = y_L =$  Tiefe der Lithosphären-Asthenosphären-Grenze) die Temperatur  $T = 0$
- (2)  $t = 0$ ,  $T = T_m$ ,  $y = 0$ : zum Zeitpunkt  $t = 0$  herrscht an der Lithosphären-Asthenosphären-Grenze ( $y = 0$ ) die Temperatur  $T = T_m$

Annahmen:

- (1) Laterale Temperaturgradienten sind wesentlich geringer als vertikale

$$\frac{\delta T}{\delta x} \approx 0 \approx \frac{\delta T}{\delta z} \ll \frac{\delta T}{\delta y}$$

- (2) Die interne Wärmeproduktion der Lithosphäre durch radioaktive Isotope wird vernachlässigt.

Die eindimensionale Gleichung für den zeitabhängigen Wärmefluss ist entsprechend TURCOTTE und SCHUBERT (2002)

$$\frac{\delta T(y,t)}{\delta t} = \kappa \cdot \frac{\delta^2 T(y,t)}{\delta y^2} \quad (1)$$

wobei  $\kappa$  der thermischen Diffusivität entspricht mit. Für diese gilt

$$\kappa = \frac{k}{\rho \cdot c} \quad \text{in} \quad \left[ \frac{m^2}{s} \right] \quad (2)$$

mit  $k$  = thermische Leitfähigkeit in  $\left[ \frac{W}{m \cdot K} \right]$

$\rho$  = Dichte in  $\left[ \frac{kg}{m^3} \right]$

$c$  = spezifische Wärmekapazität in  $\left[ \frac{J}{kg \cdot K} \right]$

Die Lösung der Differentialgleichung (1) ergibt für  $T(y,t)$  einen zeitunabhängigen Term  $T_{zu}(y)$  sowie einen zeitabhängigen Term  $T_{za}(t,y)$ . Diese lauten

$$T_{zu}(y) = T_m \cdot \left(1 - \frac{y}{y_L}\right) \quad (3)$$

$$T_{za}(t,y) = \sum_{n=0}^{\infty} \left( A \cdot n \cdot \sin\left(\frac{n\pi y}{y_L}\right) \cdot \exp\left(-\frac{n^2 \pi^2 \kappa t}{y_L^2}\right) \right) \quad (4)$$

Bei dem zeitabhängigen Term  $T_{za}(t,y)$  handelt es sich um eine Fouriertransformation der Ordnung  $n$ . Die Lösung erfolgt entsprechend LUBIMOVA und NIKITINA (1975). Die Konstante  $A$  hängt von der Temperatur  $T_m$  an der Basis der Lithosphäre und dem Betrag der Extension der Lithosphäre  $\beta$  ab. Für den Zeitpunkt  $t = 0$  ergibt sich für den Faktor  $A$  folgende Lösung.

$$A = \left\{ \frac{2}{\pi} \cdot \frac{(-1)^{n+1}}{n} \cdot \frac{\beta}{n\pi} \cdot \sin\left(\frac{n\pi}{\beta}\right) \right\} \cdot T_m \quad (5)$$

Fasst man nun noch  $\frac{y_L^2}{\pi^2 \kappa}$  zu der sog. thermischen Zeitkonstanten der Lithosphäre  $\tau$  zusammen

$$\tau = \frac{y_L^2}{\pi^2 \kappa} \quad \text{in} \quad [s] \quad (6)$$



ergibt sich aus (3), (4), (5) und (6)

$$T(y,t) = T_m \cdot \left(1 - \frac{y}{y_L}\right) + T_m \cdot \frac{2}{\pi} \sum_{n=0}^{\infty} \left( \frac{(-1)^{n+1}}{n} \cdot \left[ \frac{\beta}{n\pi} \cdot \sin\left(\frac{n\pi}{\beta}\right) \right] \cdot \sin\left(\frac{n\pi y}{y_L}\right) \cdot \exp\left(\frac{-n^2 t}{\tau}\right) \right) \quad (7)$$

Nach MCKENZIE (1978) ergibt sich für den Wärmefluss  $q(t)$

$$q(t) = \frac{k \cdot T_m}{y_L} \left\{ 1 + 2 \cdot \sum_{n=1}^{\infty} \left( \left[ \frac{\beta}{n\pi} \cdot \sin\left(\frac{n\pi}{\beta}\right) \right] \cdot \exp\left(\frac{-n^2 t}{\tau}\right) \right) \right\} \quad (8)$$

sowie für den Abstand  $E(t)$  des Meeresbodens zur maximal möglichen Endtiefe  $E_0$

$$E(t) = E_0 \cdot \left\{ \sum_{n=0}^{\infty} \left( \frac{1}{(2n+1)^2} \cdot \left[ \frac{\beta}{(2n+1)\pi} \cdot \sin\left(\frac{(2n+1)\pi}{\beta}\right) \right] \cdot \exp\left(-\frac{(2n+1)^2 t}{\tau}\right) \right) \right\} \quad (9)$$

Der Faktor  $E_0$  stellt die maximale Endtiefe für  $\beta \rightarrow \infty$  und  $n = 1$  dar und berechnet sich wie folgt

$$E_0 = \frac{4 \cdot y_L \cdot \rho_m^* \cdot \alpha_v \cdot T_m}{\pi^2 \cdot (\rho_m^* - \rho_s)}$$

mit  $\alpha_v =$  Thermischer Dehnungskoeffizient von Kruste und Mantel

$\rho_m^* =$  Dichte des Mantels bei  $0^\circ\text{C}$  in  $\left[ \frac{\text{kg}}{\text{m}^3} \right]$

$\rho_s =$  Durchschnittliche Dichte von Wasser und Sediment in  $\left[ \frac{\text{kg}}{\text{m}^3} \right]$

Für Zeiträume größer als 30 Ma lassen sich die Gleichungen für die Temperatur (7), für den Wärmefluss (8) und den Abstand  $E(t)$  des Meeresbodens zur maximal möglichen Endtiefe (9) vereinfachen, indem man als Annäherung  $n = 1$  setzt.

$$T(y,t) = T_m \cdot \left(1 - \frac{y}{y_L}\right) + T_m \cdot \frac{2}{\pi} \cdot \left[ \frac{\beta}{\pi} \cdot \sin\left(\frac{\pi}{\beta}\right) \right] \cdot \sin\left(\frac{\pi y}{y_L}\right) \cdot \exp\left(\frac{-t}{\tau}\right) \quad (10)$$

$$q(t) = \frac{k \cdot T_m}{y_L} \left\{ 1 + 2 \cdot \left[ \frac{\beta}{\pi} \cdot \sin\left(\frac{\pi}{\beta}\right) \right] \cdot \exp\left(\frac{-t}{\tau}\right) \right\} \quad (11)$$

$$E(t) = E_0 \cdot \left[ \frac{\beta}{\pi} \cdot \sin\left(\frac{\pi}{\beta}\right) \right] \cdot \exp\left(\frac{-t}{\tau}\right) \quad (12)$$

## Literaturverzeichnis

- ALLEN, P. A. und ALLEN, J. R., 1993: Basin Analysis.- Oxford, Blackwell, 451 S.
- ANGEVINE, C. L., HELLER, P. L. und PAOLA, C., 1990: Quantitative Sedimentary Basin Modeling.- Shortcourse Note Series, v. 32, Tulsa / Oklahoma, American Association of Petroleum Geologists, 247 S.
- BACHMANN, G. H., MÜLLER, M. und WEGGEN, K., 1987: Evolution of the Molasse Basin (Germany, Switzerland).- Tectonophysics, v. 137, S. 77-92.
- BERGER, J. P., 1992: Correlative Chart of the European Oligocene and Miocene: Application to the Swiss Molasse Basin.- Eclogae Geologicae Helvetiae, v. 85(3), S. 573-609.
- BERGER, J.-P., REICHENBACHER, B., BECKER, D., GRIMM, M., GRIMM, K., PICOT, L., STORNI, A., PIRKENSEER, C. und SCHAEFER, A., 2005: Eocene-Pliocene time scale and stratigraphy of the Upper Rhine Graben (URG) and the Swiss Molasse Basin (SMB).- International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau), v. 94(4), S. 711-731.
- BOND, G. C. und KOMINZ, M. A., 1984: Construction of tectonic subsidence curves for the early Paleozoic miogeocline, southern Canadian Rocky Mountains: Implications for subsidence mechanisms, age of breakup, and crustal thinning.- Geological Society of America Bulletin, v. 95, S. 155-173.
- BRAUN, R. L. und BURNHAM, A. K., 1987: Analysis of chemical reaction kinetics using a distribution of activation energies and simpler models.- Energy and Fuels, v. 1, S. 153-161.
- BURNHAM, A. K. und SWEENEY, J. J., 1989: A chemical kinetic model of vitrinite maturation and reflectance.- Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 53(10), S. 2649-2657.
- CARSLAW, H. S. und JAEGER, J. C., 1959: Conduction of heat in solids, 2nd edn.- Oxford, Oxford University Press, 510 S.
- CRESSIE, N. A. C., 1993: Statistics for Spatial Data.- Chichester, United Kingdom, John Wiley & Sons.
- DAVIS, J. C., 1986: Statistics and Data Analysis in Geology.- New York, John Wiley and Sons, Inc., 646 S.
- DYKSTRA, J. C. F., 1987: Compaction Correction for Burial History Curves: Application to Lopatin's Method for Source Rock Maturation Determination.- Geobyte, v. 2, S. 16-23.
- FALVEY, P. A. und MIDDLETON, M. F., 1981: Passive continental margins; evidence for a prebreakup deep crustal metamorphic subsidence mechanism, in ANONYMOUS (Ed.): Colloque C3; Geologie des marges continentales; 26eme congres geologique international.- Oceanologica Acta, Paris, France, Gauthier-Villars, S. 103-114.
- FOWLER, C. M. R., 1990: The Solid Earth.- New York, Cambridge University Press, 472 S.
- GETTYS, W. E., KELLER, F. J. und SKOVE, M. J., 1989: Physics: Classical and Modern.- New York, McGraw-Hill Book Company, 1093 S.
- GOFF, J. C., 1983: Hydrocarbon generation and migration from Jurassic source rocks in the E Shetland Basin and Viking Graben of the northern North Sea.- Journal of the Geological Society of London, v. 140(3), S. 445-474.
- GRADSTEIN, F. M. und OGG, J., 1996: A Phanerozoic time scale.- Episodes, v. 19(1-2), S. 3-5.

- GRADSTEIN, F. M., OGG, J. und SMITH, A., 2004: A Geological Time Scale 2004.- Cambridge, Cambridge University Press, 589 S.
- HAQ, B. U., HARDENBOL, J. und VAIL, P. R., 1987: Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic.- *Science*, v. 235(4793), S. 1156-1167.
- HARLAND, W. B., AMSTRONG, R. L., COX, A. V., CRAIG, L. E., SMITH, A. G. und SMITH, D. G., 1990: A geologic time scale 1989.- Cambridge, Cambridge University Press, 263 S.
- HOOD, A., GUTJAHR, C. C. M. und HEACOCK, R. L., 1975: Organic metamorphism and the generation of petroleum.- *AAPG Bulletin*, v. 59(6), S. 986-996.
- HUNT, J. M., 1995: Petroleum Geochemistry and Geology.- New York, Freeman, 743 S.
- ISAAKS, E. H. und SRIVASTAVA, R. M., 1989: An introduction to applied geostatistics.- New York, Oxford University Press, 561 S.
- ISSLER, D. R., 1984: Calculation of organic maturation levels for offshore Eastern Canada; implications for general application of Lopatin's method.- *Canadian Journal of Earth Sciences (Journal Canadien des Sciences de la Terre)*, v. 21(4), S. 477-488.
- KAPPELMEYER, O. und HAENEL, R., 1974: Geothermics with special reference to application.- Berlin, Gebrüder Bornträger, 240 S.
- KREVELEN, D. W., 1961: Coal.- Amsterdam, Niederlande, Elsevier.
- KREVELEN, D. W., 1976: Properties of polymers: their estimation and correlation with chemical structure.- Amsterdam, Niederlande, Elsevier.
- LOPATIN, N. V., 1971: Temperature and Geologic Time as Factors in Coalification.- *Akad. Nauk SSSR Izv. Ser. Geol.*, v. 3, S. 95-106.
- LUBIMOVA, E. A. und NIKITINA, V. N., 1975: On heat flow singularities over mid-ocean ridges.- *Journal of Geophysical Research*, v. 80(2), S. 232-243.
- MCCARTNEY, J. T. und ERGUN, S., 1958: Optical properties of graphite and coal.- v. 37, S. 272-281.
- MCCARTNEY, J. T. und TEICHMÜLLER, 1972: Classification of coals according to degree of coalification by reflectance of the vitrinite component.- *Fuel*, v. 51, S. 64-68.
- MCKENZIE, D., 1978: Some remarks on the development of sedimentary basins.- *Earth and Planet Science letters*, v. 40, S. 25-32.
- NEAVEL, R. C. (Ed.), 1981: Origin, petrography and classification of coal.- *Chemistry of coal utilization*, Chichester, International, John Wiley & Sons, 133 S.
- PEBESMA, E. J., 2003: Gstat: Multivariable Geostatistics for S, in HORNIK, K., LEISCH, F. und ZEILEIS, A. (Eds.): *Proceedings of the 3rd International Workshop on Distributed Statistical Computing (DSC 2003)*.- Wien, DSC-2003, S. 1-12.
- PEBESMA, E. J. und WESSELING, C. G., 1998: Gstat, a program for geostatistical modelling, prediction and simulation.- *Computers & Geosciences*, v. 24(1), S. 17-31.
- PETERS, K. E., 1986: Guidelines for evaluating petroleum source rock using programmed pyrolysis.- *AAPG Bulletin*, v. 70(3), S. 318-329.
- PLATTE RIVER ASSOCIATES, 1995: BasinMod 1-D for Windows.- Denver, Colorado, USA, Platte River Associates, Inc., getr. Zähl. S.
- R-DEVELOPMENT-CORE-TEAM, 2005: R: A language and environment for statistical computing.- Online im Internet, URL: <http://www.R-project.org>, 22.05.2006

- ROHSENOW, W. M. und HARTNETT, J. P., 1973: Handbook of heat transfer.- New York, McGraw-Hill Book Company.
- ROSSITER, D. G., 2004: Non-parametric geostatistics. An introduction to applied geostatistics (Part 5).- Online im Internet, URL: <http://www.itc.nl/personal/rossiter>, 22.05.2006
- ROYDEN, L. und KEEN, C. E., 1980: Rifting process and thermal evolution of the continental margin of eastern Canada determined from subsidence curves.- Earth and Planetary Science Letters, v. 51, S. 343-361.
- ROYDEN, L., SCLATER, J. G. und HERZEN, R. P. v., 1980: Continental Margin Subsidence and Heat Flow: Important Parameters in Formation of Petroleum Hydrocarbons.- AAPG Bulletin, v. 64(2), S. 173-187.
- SCHÖN, J., 1983: Petrophysik.- Stuttgart, Ferdinand Enke Verlag, 405 S.
- SCLATER, J. G. und CHRISTIE, P. A. F., 1980: Continental stretching; an explanation of the post-Mid-Cretaceous subsidence of the central North Sea basin.- Journal of Geophysical Research, v. 85(B7), S. 3711-3739.
- STAPLIN, F. L., 1969: Sedimentary Organic Matter, Organic Metamorphism, and Oil and Gas Occurrence.- Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 17(1), S. 47-66.
- STECKLER, M. S. und WATTS, A. B., 1978: Subsidence of the Atlantic-Type Continental Margin off New York.- Earth and Planetary Science Letters, v. 41, S. 1-13.
- SUZUKI, N., MATSUBAYASHI, H. und WAPLES, D. W., 1993: A simpler kinetic model of Vitrinite reflectance.- AAPG Bulletin, v. 77(9), S. 1502-1508.
- SWEENEY, J. und BURNHAM, A. K., 1990: Evaluation of a simple model of vitrinite reflectance based on chemical kinetics.- AAPG Bulletin, v. 74(10), S. 1559-1570.
- SWEENEY, J. und BURNHAM, A. K., 1991: Errata for Sweeney and Burnham (1990).- AAPG Bulletin, v. 75(?), S. 848.
- SWEENEY, J. J., 1990: BASINMAT: Fortran Program Calculates Oil and Gas Generation Using a Distribution of Discrete Activation Energies.- Geobyte, v. 5, S. 37-43.
- TURCOTTE, D. L. und SCHUBERT, G., 1982: Geodynamics: Applications of Continuum Physics to Geological Problems.- New York, Wiley, 450 S.
- TURCOTTE, D. L. und SCHUBERT, G., 2002: Geodynamics. Second Edition.- Cambridge, Cambridge University Press, 456 S.
- WAPLES, D. W., 1980: Time and Temperature in Petroleum Formation: Application of Lopatin's Method to Petroleum Exploration.- AAPG Bulletin, v. 64(6), S. 916-926.
- WAPLES, D. W., 1985: Geochemistry in Petroleum Exploration.- Boston, IHRDC.
- WATTS, T., 1992: The Formation of Sedimentary Basins, in BROWN, G., HAWKESWORTH, C. und WILSON, C. (Eds.): Understanding the Earth.- Cambridge, Cambridge University Press, S. 301-324.
- YALCIN, M. N., LITKE, R. und SACHSENHOFER, R. F., 1997: Thermal history of sedimentary basins, in WELTE, D. H., HORSFIELD, B. und BAKER, D. R. (Eds.): Petroleum and basin evolution; insights from petroleum geochemistry, geology and basin modeling.- Berlin, Federal Republic of Germany, Springer, S. 71-167.



# Lebenslauf



## Persönliche Daten

Name Christian Strobl  
Geboren am 10.10.1965 in München  
Familienstand ledig

## Ausbildung und Weiterbildung

1972 - 1976 Grundschule in München  
1976 - 1985 Ludwigsgymnasium in München  
1985 - 1987 Zivildienst an der Nervenklinik der Universität München  
1987 - 1994 Studium der Geologie / Paläontologie an der Ludwigs-Maximilians-Universität in München  
1993 - 1994 Werkstudent bei der Firma IABG im Bereich Umwelteinformationssysteme  
1996 - 1997 Teilnahme am zweijährigen UNIGIS-Fernlehrgang der Universität Salzburg (Fachbereich Geographie)

## Berufliche Tätigkeiten

1994 - 1996 Durchführung von Geländearbeiten im Rahmen des Forschungsprojektes „Zur Maturitätsentwicklung der Decken am Nordrand der Ostalpen“ (BGR)  
1995 - 1997 Wissenschaftlicher Berater der Firma IABG im Bereich GIS und Fernerkundung  
Seit 1997 Lehrbeauftragter der LMU München (Department für Geowissenschaften) für Geoinformationssysteme  
Nov. 1997 - März 2001 Wissenschaftlicher Zeitangestellter am Bayerischen Geologischen Landesamt im Bereich Geoinformationssysteme (Aufbau und Konzeption einer Flächendatenbank)  
April 2001 - Mai 2006 Planstelle am Bayerischen Geologischen Landesamt im Bereich Geoinformationssysteme (u.a. Mitarbeit beim Aufbau des Bayerischen Bodeninformationssystems)  
Seit Juni 2006 Mitarbeit im Projekt GITEWS (German Indonesian Tsunami Early Warning System), Bereich Geodatenmanagement, im DLR (DFD) in Oberpfaffenhofen