

Erläuterungen

zur

Geologischen Karte von Bayern

1 : 500 000

4. neubearbeitete Auflage

Mit 67 Abbildungen, 21 Tabellen und 8 Beilagen

Redaktion

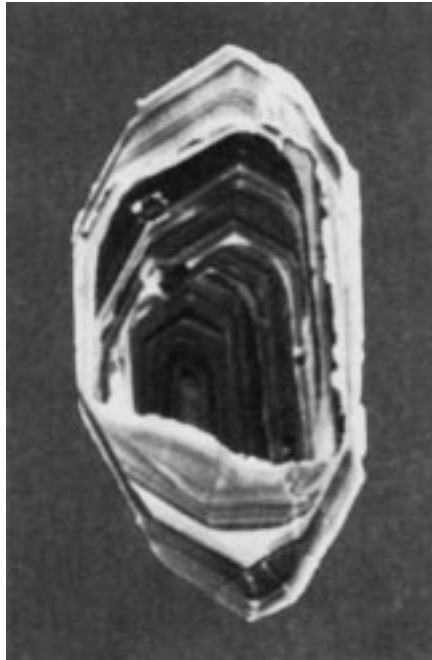
WALTER FREUDENBERGER und KLAUS SCHWERD

Herausgeber und Verlag

Bayerisches Geologisches Landesamt

Heßstraße 128, D-80797 München

Geol. Kt. Bayern 1 : 500 000	Erl.	329 S.	München 1996
------------------------------	------	--------	--------------



Zirkon

aus einem Epigneis des Fichtelgebirges

Zonar aufgebaute Zirkone des variskischen Grundgebirges können im Kern bis ca. 3,8 Milliarden Jahre alt sein. Mit Verfahren der mikroanalytischen Altersbestimmung (SHRIMP) wurde festgestellt, daß sie z.T. zweifach den Zyklus von Abtragung, Sedimentation und Gebirgsbildung durchlaufen haben (siehe auch Abb. 2.1-2).
Länge ca. 0,2 mm, Kathodenluminiszenz-Aufnahme: D. Gebauer.

Errata für die Erläuterungen zur Geologischen Karte GK 500, 4. Auflage

Die Auflistung enthält nur sinnverfälschende Fehler:

- S. 4, 4. Abs., 1. Zeile: wurden statt wurde
- S. 23, 4. Abs., 10. Zeile: variskisch statt varikisch
- S. 83, 3. Spalte, Sandsteinkeuper kms statt kmS11
- S. 117, 4. Abs., 9. Zeile: Exogyren statt Exogren
- S. 127, 4. Abs., 2. Zeile: nach ...1987) Beginn eines neuen Satzes
- S. 130, 3. Abs., 5. Zeile von unten: Hawaii statt Hawai.
- S. 147, Tab. 4.1-1, 1. Spalte: zwischen Haldenhofmergel und Steinbalmensande stehenden Begriff Kirchberger Schichten streichen; 3. Spalte: rechts neben Begriff Hangender Nördlicher Vollschotter (L3) ergänzen
- S. 165, Abb. 4.3-6: Transportrichtungs-Pfeil für den Irschenbergfächer nach westlich des Inns rechts neben den Pfeil des Taubenbergfächers versetzen
- S. 168, 2. Abs., letzter Satz: nach Begriff Subsidenz Komma setzen
- S. 170, Abb. 4.4-1: Abkürzung O.S. bedeutet Ortenburger Senkungsfeld
- S. 176, Abb. 4.4-5, linke Hälfte der Abb.: Grenze der OMM statt Grenze des OMM
- S. 182, 3. Abs., 3. Zeile: Bentonite statt Bentontite
- S. 187, 2. Abs., 4. Zeile: rekonstruiert statt rekonsturiert
- S. 193, 5. Abs., 2. Zeile: gerichtete statt gerichteten
- S. 194, 1. Abs., vorletzte Zeile: formierenden statt formierende
- S. 206, letzte Zeile: unverfestigten statt unverfestigte
- S. 229, vorletzte Zeile: Branderfleckschichten statt Branderfleckenschichten
- S. 245, Tab. 6.1-3, 2. Spalte: Begriff "Flächenterrassen" um 15 mm höhersetzen; 3. Spalte: Grobschotter statt Großschotter
- S. 247, Tab. 6.1-4, 2. Spalte: Cromer-Tegelen statt Cromer-Ältestpleistozän; 3. Spalte: Terrassen t_6 und t_7 gehören zum Jungpleistozän
- S. 249, Tab. 6.2-1, 2. Spalte: Jahresangabe 7000-6500 streichen
- S. 269, 2. Abs., 2. Zeile: letztere statt letzterer
- S. 275, 4. Abs., 6. Zeile: Cenoman statt Cemoman
- S. 307, 10. Zitat: Martini, E. statt Martini, R.
- S. 320, 5. Zitat: Geologica Bavarica, **102**: 361-392, München statt Doc. naturae, München.

© Bayerisches Geologisches Landesamt, München 1996

Alle Rechte vorbehalten; Übersetzung, Nachdruck, Vervielfältigung auf fotomechanischem oder ähnlichem Weg sowie Speicherung in Datenverarbeitungsanlagen – auch auszugsweise – nur mit schriftlicher Genehmigung des Herausgebers

Gestaltung von Umschlag, Abbildungen und Beilagen:
Kartographie des Bayerischen Geologischen Landesamtes

Satz und Druck: Druckhaus Kastner, Wolnzach

Vorwort

Der erste Entwurf einer Geologischen Karte von Bayern im Maßstab 1 : 500 000 ist im Jahr 1950 zur Jahrhundertfeier der Geologischen Landesaufnahme in handaquarellierter Form vorgestellt worden. Im Mangel der Nachkriegsjahre mußte dabei viel improvisiert werden. So konnte die erste gedruckte Auflage dieser Karte erst im Jahr 1956 erscheinen. Die „GK 500“ hat sich seitdem zur meistverbreiteten Publikation des Bayerischen Geologischen Landesamtes entwickelt. Im Jahr 1964 folgte die zweite Auflage. Für die dritte Auflage im Jahr 1981 wurden die Karte gründlich überarbeitet und die Erläuterungen wesentlich gestrafft. Die nun nach 15 Jahren erforderliche vierte Auflage der Karte findet im Vergleich zu früheren Jahren ein entscheidend geändertes Umfeld vor:

Geologische Karten beschreiben einen wesentlichen Teil unserer natürlichen Umwelt. Jede geologische Karte ist daher a priori eine „Umweltkarte“. Sie liefern einerseits Grundlagen für verschiedene Formen der Nutzung des Naturraumes, sei es für die Gewinnung von mineralischen Rohstoffen oder für die Errichtung von Bauwerken, andererseits bieten sie notwendige Informationen für Maßnahmen zum Schutz unserer Umwelt. Geologische Karten geben darüberhinaus wichtige Hinweise zum Schutz des Menschen vor natürlichen Risiken. Damit sind geologische Karten zu unverzichtbaren Datengrundlagen für die Raumordnung und Landesplanung geworden. Mit zunehmender Beanspruchung unserer Umwelt ist die Bedeutung geologischer Karten als Informationsquelle im Spannungsfeld zwischen Nutzung und Schutz unserer natürlichen Ressourcen enorm gestiegen.

Zum geänderten Umfeld gehören auch EDV-Instrumente, die in den letzten Jahren eine rasante Entwicklung durchlaufen haben. Das betrifft sowohl die Herstellung von Karten mit EDV-gestützter Kartographie als auch die digitale Vorhaltung von Karten. In zunehmendem Maße werden digitale Karten für Auswertungszwecke verwendet und von den Nutzern angefordert.

Mit der vierten Auflage der GK 500 wird deren digitale Version vorgestellt. Gegenüber der vorigen Auflage ist sie in weiten Bereichen neu überarbeitet worden. Komplett überarbeitet wurde ferner die Legende. Die Erläuterungen wurden unter Berücksichtigung neuer Ergebnisse und neuer Literatur ebenfalls neugefaßt.

Der weitgefächerten Anwendung der Karte entsprechend ist der Kreis der Nutzer sehr groß. Zu den Kunden gehören nicht nur Wirtschaftsunternehmen, Behörden, Gebietskörperschaften, Verbände, Wissenschaftler, wissenschaftliche Bibliotheken, Schulen, Studenten und Schüler, sondern auch erfreulicherweise überraschend viele interessierte Privatpersonen. Ich hoffe, daß die neue Geologische Karte von Bayern i. M. 1 : 500 000 soviel Anklang und Interesse findet wie ihre Vorläufer.

München im September 1996

Dr. Schmid
Präsident des Bayerischen Geologischen Landesamtes

Anmerkungen

Die 4. Auflage der Geologischen Karte von Bayern 1 : 500 000 mit Erläuterungen ersetzt die 3. Auflage von 1981, die seit 1995 vergriffen ist.

Seither sind mehr als 70 Blätter der Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 und 5 Blätter 1 : 50 000 publiziert worden. Um diesem Fortschritt Rechnung zu tragen, wurde die Karte samt Legende in weiten Teilen neubearbeitet. Das für den bayerischen Anteil mit 12 Blättern nahezu vollständige Kartenwerk der Geologischen Übersichtskarte 1 : 200 000 der Bundesrepublik Deutschland diente bei der Bearbeitung als weitere wesentliche Grundlage.

Neu ist nicht nur die DV-gestützte Druckvorbereitung der Karte, sondern auch ihre Vorhaltung als digitaler Datensatz im Bayerischen Geologischen Landesamt. Für digitale Medien bietet die Karte flächendeckend und bayernweit geologische Informationen. Als topographische Kartengrundlage konnten erstmals digitale Daten des ATKIS 500 (Bayerisches Landesvermessungsamt München) verwendet werden.

Die hohe Informationsdichte der Karte, die im Maßstab 1 : 200 000 im Manuskript gefertigt wurde, stellte besondere Anforderungen an die Bearbeitung, vor allem was die Generalisierung, Lesbarkeit und Farbabstimmung betrifft. Drei Auflagen seit 1954 mit insgesamt mehr als 40 000 verkauften Exemplaren sprechen zudem für die Qualität der kartographischen Fertigung, für die stellvertretend Herr A. Märtel genannt sei.

Für die Erläuterungen zur Geologischen Karte 1 : 500 000 wurde gegenüber der letzten Auflage eine ausführlichere Darstellung besonders der Gesteinsfolge und der Tektonik gewählt. Die Anzahl der Abbildungen wurde mehr als verdoppelt, die Tabellen und Beilagen erweitert. Schwerpunkt waren dabei stratigraphisch-petrographische Tabellen und graphische Darstellungen der Paläogeographie und Lithologie. Die auf der Karte dargestellten außerbayerischen Gebiete werden nur teilweise und weniger ausführlich behandelt.

Das einleitende Kapitel gibt einen Überblick über die Grundzüge der Geologie von Bayern und eine Hinführung zu den vertiefenden Textpassagen. Die Beschreibung des Grundgebirges erforderte zum besseren Verständnis der Zusammenhänge eine Gliederung, die vom Aufbau der Kartenlegende abweicht. Der Bezug zu den Gesteinseinheiten der Karte ist dort über eine tabellarische Übersicht am Ende des Kapitels hergestellt. Im Kapitel Molassebecken wird die östliche Vorlandmolasse gesondert beschrieben, weil hier durch langjährige geologische Aufnahmen mehr Detailinformationen verfügbar waren und sich auch eine lithofazielle Gliederung leichter durchführen ließ als im Westteil. Ein neu aufgenommenes Kapitel Geophysik trägt der Bedeutung der intensiven geophysikalischen Untersuchungen für die geologische Landesaufnahme in den letzten zwei Jahrzehnten Rechnung.

Hinweise auf die wichtigste weiterführende Literatur sind am Ende der jeweiligen Kapitel gegeben, wobei aber keine Vollständigkeit angestrebt wurde. Das abschließende Kapitel Literatur enthält die vollständigen Zitate aller genannten Publikationen. Zur Entlastung des Schriftenverzeichnisses werden Geologische Karten und Erläuterungen nur zitiert, wenn sie im Text genannt sind. Eine Zusammenstellung sämtlicher vorhandener Kartenunterlagen gibt die Rückseite der GK 500, wobei in veröffentlichte Karten und unveröffentlichte Manuskriptkarten unterschieden wird.

Der Index für die wichtigsten stratigraphischen und petrographischen Einheiten soll zusätzlich die Orientierung im Text erleichtern.

Die Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000 wurden nicht als eine ausführliche, allumfassende „Geologie von Bayern“ konzipiert. Vielmehr war eine zusammenfassende Beschreibung, eine Übersicht und Einführung in die Geologie von Bayern angestrebt. Zur Vertiefung der Kenntnis über Verbreitung und Eigenschaften der einzelnen Gesteinskomplexe und deren Lagerung wird auf die zitierten Veröffentlichungen und vor allem auf die Blätter der Geologischen Karte 1:25 000 mit ihren Erläuterungen verwiesen. Diese Erläuterungen enthalten auch weitergehende Informationen zur Geophysik, Geotechnik, Hydrogeologie sowie zu Rohstoffen, Böden, Aufschlußverhältnissen und Exkursionen.

Die Redaktion

Anschriften der Autoren

Dr. Kurt Bader, Diplom-Geophysiker (*)

Dr. Klaus Doben, Diplom-Geologe (*)

Dr. Gerhard Doppler, Diplom-Geologe (*)

Dr. Horst Frank, Diplom-Geologe (*)

Dr. Walter Freudenberger, Diplom-Geologe (*)

Prof. Dr. Dieter Gebauer, Diplom-Geologe: Institut für Isotopengeologie und Mineralische Rohstoffe, Department für Erdwissenschaften, ETH-Zentrum, NO C 61, CH-8092 Zürich

Prof. Dr. Hermann Jerz, Diplom-Geologe (*)

Dr. Rolf K. F. Meyer, Diplom-Geologe (*)

Dr. Hubert Mielke, Diplom-Geologe (*)

Dr. Wolf-Dietrich Ott (†), Diplom-Geologe (*)

Dr. Hans Risch, Diplom-Geologe (*)

Dr. Johann Rohrmüller, Diplom-Geologe: Außenstelle des Bayerischen Geologischen Landesamtes, Concordiastraße 28, 96049 Bamberg

Dr. Hermann Schmidt-Kaler, Diplom-Geologe (*)

Dr. Klaus Schwerd, Diplom-Geologe (*)

Dr. Heinz J. Unger, Geologe (*)

Die Anschrift der markierten Autoren (*) lautet:

Bayerisches Geologisches Landesamt, Heßstraße 128, D-80797 München.

Inhaltsverzeichnis

1	Geologie Bayerns – ein Überblick (H. FRANK)	1
2	Gesteinsfolge des Grundgebirges nördlich der Donau und im Molasseuntergrund (J. ROHRMÜLLER, H. MIELKE & D. GEBAUER)	16
2.1	Überblick und Gliederung des Grundgebirges	16
2.2	Saxothuringische Zone	20
2.2.1	Kristalliner Vorspessart	21
2.2.2	Altpaläozoikum des Frankenwaldes (H. MIELKE)	23
2.2.3	Fichtelgebirge	28
2.3	Moldanubische Region	31
2.3.1	Bohemikum	32
2.3.2	Münchberger Masse	34
2.3.3	Zone von Erbdorf-Vohenstrauß	36
2.3.4	Erbdorfer Grünschieferzone	39
2.3.5	Gabbroamphibolitmasse von Neukirchen b. Hl. Blut	40
2.3.6	Moldanubikum s. str.	42
2.4	Lithologische Charakterisierung der Gesteinsserien des Grundgebirges ...	45
2.5	Variskische Intrusivgesteine	48
2.6	Metamorphe Gesteine des Paläozoikums und Präkambriums (H. MIELKE)	50
3	Gesteinsfolge des Deckgebirges nördlich der Donau und im Molasseuntergrund	55
3.1	Perm (W. FREUDENBERGER)	55
3.1.1	Rotliegend	55
3.1.2	Zechstein	60
3.2	Trias (W. FREUDENBERGER)	65
3.2.1	Buntsandstein	65
3.2.2	Muschelkalk	72
3.2.3	Keuper	79
3.3	Jura (R. K. F. MEYER & H. SCHMIDT-KALER)	90
3.3.1	Lias	90
3.3.2	Dogger	98
3.3.3	Malm	103
3.4	Kreide (R. K. F. MEYER)	112
3.4.1	Regensburg-Hollfelder Kreide	112
3.4.2	Kreide im Untergrund des Molassebeckens (Purbeck bis Campan) (H. J. UNGER & R. K. F. MEYER)	125
3.4.3	Mikrobiostratigraphische Gliederung der Kreide (H. RISCH)	128

3.5	Tertiär	129
3.5.1	Tertiär in Nordwestbayern (H. RISCH)	129
3.5.2	Tertiär in Nordostbayern (R. K. F. MEYER)	130
3.5.3	Ries (H. SCHMIDT-KALER)	137
3.5.4	Tertiärer Vulkanismus (W.-D. OTT)	140
4	Gesteinsfolge des Molassebeckens und der inneralpinen Tertiärbecken	141
4.1	Allgemeiner Überblick (K. SCHWERD, G. DOPPLER & H. J. UNGER)	141
4.2	Inneralpine Molasse (K. SCHWERD)	149
4.3	Faltenmolasse, Aufgerichtete Molasse und westliche Vorlandmolasse (G. DOPPLER & K. SCHWERD)	150
4.3.1	Eozän (Älteste Ablagerungen im Molassebecken)	150
4.3.2	Oligozän bis tieferes Untermiozän (Untere Meeresmolasse, Untere Brackwassermolasse und Untere Süßwassermolasse)	152
4.3.3	Mittleres Untermiozän (Obere Meeresmolasse mit Süßbrackwassermolasse)	160
4.3.4	Höheres Untermiozän bis Obermiozän (Obere Süßwassermolasse)	164
4.4	Östliche Vorlandmolasse und Braunkohlentertiär i. w. S. (H. J. UNGER)	168
4.4.1	Paleozän und Eozän (Älteste Ablagerungen im Molassebecken)	168
4.4.2	Oligozän bis tieferes Untermiozän (Untere Meeresmolasse mit Unterer Brackwassermolasse)	171
4.4.3	Mittleres Untermiozän (Obere Meeresmolasse mit Oberer Brackwassermolasse)	175
4.4.4	Höheres Untermiozän bis Obermiozän (Obere Süßwassermolasse und Braunkohlentertiär i. w. S.)	179
4.5	Jüngste tertiäre Ablagerungen im Molassebecken (Schotter, pliozän bis ältestpleistozän) (H. J. UNGER & G. DOPPLER)	185
5	Gesteinsfolge der Alpen	188
5.1	Einführung (K. SCHWERD)	188
5.2	Werdegang der Alpen im Kartenbereich und seines Rahmens (K. SCHWERD)	189
5.3	Helvetikum (K. SCHWERD)	195
5.3.1	Malm bis älteste Unterkreide	195
5.3.2	Ältere Unterkreide	197
5.3.3	Jüngere Unterkreide bis älteste Oberkreide	199
5.3.4	Ältere bis jüngere Oberkreide	200
5.3.5	Jüngste Oberkreide bis Alttertiär	202
5.4	Ultrahelvetikum (K. SCHWERD)	205
5.5	Feuerstätter Flysch, Unternoggschichten und „Südultrahelvetikum“ (K. SCHWERD)	206
5.6	Rhenodanubischer Flysch (K. SCHWERD)	210
5.6.1	Unterkreide	211
5.6.2	Oberkreide bis Alttertiär	213
5.7	Arosa-Zone und Walserbergserie (K. SCHWERD)	218
5.8	Nördliche Kalkalpen (Oberostalpin) (K. DOBEN & H. RISCH)	220

5.8.1	Permotrias (Perm und Untere Trias)	220
5.8.2	Trias (Mittlere und Obere Trias)	222
5.8.3	Jura (Lias, Dogger und Malm)	225
5.8.4	Kreide	228
5.8.5	Alttertiär	231
5.9	Grauwacken-Zone, Ostalpines Altkristallin, Unterostalpin und Penninikum des Tauernfensters mit penninisch-unterostalpiner Mischzone (K. SCHWERD)	231
6	Gesteinsfolge des Quartärs (H. JERZ)	236
6.1	Pleistozän	238
6.1.1	Glazialer, fluvioglazialer und glazifluvialer Bereich (Alpenvorland und Alpen)	238
6.1.2	Periglazialer Bereich	241
6.1.3	Flußgeschichte	244
6.2	Holozän	248
7	Tektonik	252
7.1	Grundgebirge (J. ROHRMÜLLER, H. MIELKE & D. GEBAUER)	252
7.1.1	Strukturelle Entwicklung	252
7.1.2	Deformation und Metamorphose	254
7.1.3	Strukturelle Ergebnisse der Kontinentalen Tiefbohrung Windischeschenbach/Oberpfalz	257
7.2	Deckgebirge nördlich der Donau (W. FREUDENBERGER)	259
7.2.1	Süddeutsche Großscholle im Überblick	259
7.2.2	Süddeutsche Großscholle im bayerischen Raum	261
7.3	Molassebecken (H. J. UNGER)	265
7.4	Alpen	266
7.4.1	Einleitung (K. SCHWERD)	266
7.4.2	Faltenmolasse und Aufgerichtete Molasse (K. SCHWERD)	268
7.4.3	Helvetikum (K. SCHWERD)	269
7.4.4	Ultrahelvetikum, Feuerstätter Flysch, Unternoggschichten und „Südultrahelvetikum“ (K. SCHWERD)	272
7.4.5	Rhenodanubischer Flysch (K. SCHWERD)	272
7.4.6	Arosa-Zone (K. SCHWERD)	274
7.4.7	Nördliche Kalkalpen (Oberostalpin) (K. DOBEN)	275
7.4.8	Grauwacken-Zone, Ostalpines Altkristallin, Unterostalpin und Penninikum des Tauernfensters mit penninisch-unterostalpiner Mischzone (K. SCHWERD)	277
8	Analyse des geologischen Untergrundes mit Hilfe der Geophysik (K. BADER)	280
8.1	Grundgebirge	280
8.2	Süddeutsche Großscholle	284
8.3	Alpen	286
9	Literatur	288
	Register wichtiger stratigraphischer und petrographischer Einheiten	325

Verzeichnis der Beilagen

- Beilage 1: Geologischer Schnitt durch das Deckgebirge von Nordbayern
- Beilage 2: Blockbild der Südlichen Frankenalb
Das süddeutsche Oberjura-Meer
- Beilage 3: Rekonstruktion der paläogeographischen Entwicklung des süddeutschen Schelfmeeres im Malm
- Beilage 4: Rekonstruktion der Vorstoßetappen des Kreidemeeres
Fazies-Schema der ostbayerischen Kreide
- Beilage 5: Schnitte durch die ostbayerische Molasse
- Beilage 6: Alpenprofile
- Beilage 7: Profil Parkstetten 1 – Birnbach 1
Profil Endorf 2 – Osterhofen
- Beilage 8: Tektonische Karte von Bayern 1 : 1 000 000

1 Geologie Bayerns – ein Überblick

HORST FRANK

Geologische Kartierung als Grundlage

Entsprechend dem Übersichtscharakter der Geologischen Karte von Bayern 1 : 500 000 bieten die zugehörigen Erläuterungen eine zusammenfassende Gesamtdarstellung der Geologie Bayerns aus der Sicht und als Ertrag der amtlichen geologischen Kartiertätigkeit. Der Erläuterungstext enthält zum besseren Verständnis der geologischen Verhältnisse nicht nur eine Beschreibung der Gesteinsfolgen, sondern stellt auch Genese und Lagerungsverhältnisse zusammenfassend dar.

Zur Kenntnis der Lagerstätten sei auf die einschlägigen Bände der *Geologica Bavarica* (Herausgeber und Verlag: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT) verwiesen. SCHMID & WEINELT (1978) und WEINIG et al. (1984) bringen zu Karten im Maßstab 1 : 500 000 der Lagerstätten der Erze und Industriemineralien bzw. der oberflächennahen Rohstoffe für ganz Bayern eine übersichtliche Zusammenstellung. Größere Räume übergreifende Darstellungen der hydrogeologischen Verhältnisse sind in den hydrogeologischen Beiträgen zu den Wasserwirtschaftlichen Rahmenplänen (bzw. Rahmenuntersuchungen) des Bayerischen Staatsministeriums für Landesentwicklung und Umweltfragen in Berichtsform veröffentlicht. Vor allem für den Bereich der Einzugsgebiete von Isar und Main, sowie für die Talräume von Donau und Main sind dort z. T. sehr umfangreiche Angaben über die Grundwasserführung und die hydrogeologischen Eigenschaften der Gesteine zu entnehmen. Zum Geotopschutz haben LAGALLY et al. (1994) für Oberbayern eine Zusammenstellung geowissenschaftlich schutzwürdiger (und bemerkenswerter!) Objekte geliefert, die für eine Übersichtsdarstellung der Geologie Bayerns von Bedeutung ist. Für detaillierte Angaben über die Geologie einzelner Gebiete, über Grundwasserführung, mineralische Rohstoffe, Böden, geotechnische Gesteinseigenschaften etc. sei auf die Erläuterungen zu den einzelnen Blättern der Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 verwiesen.

Die systematische, staatlich organisierte, geologische Kartierung Bayerns begann vor nahezu 150 Jahren durch C. W. v. Gümbel im Jahr 1850 auf „Allerhöchsten Befehl“ von König Maximilian II. Sie hatte die geognostische Durchforschung des Königreichs Bayern nach den Vorkommen nutzbarer Mineralien, die Darstellung der Ergebnisse in Karten des Maßstabs 1 : 100 000 und einer geognostischen Beschreibung des Königreichs Bayern zum Ziel. Die gestellte Aufgabe war schon damals eine „wissenschaftlich praktische“, wie es in einer frühen Kartieranleitung aus C. W. v. Gümbels Feder (Archiv Bayer. Geol. L.-Amt) heißt. Der anwendungsorientierte staatliche Auftrag hat sich seither nicht geändert, die Zielsetzung und Aufgabenstellung ist jedoch beträchtlich erweitert und umfaßt zusätzlich und als Schwerpunkt Umweltschutz und Landespla-

nung. Seither wurde die geologische Kartierung kontinuierlich, wenn auch unterschiedlich intensiv, fortgeführt; seit der Jahrhundertwende im Maßstab 1:25 000 und damit den gestiegenen Anforderungen an Aussage und Genauigkeit eines modernen Kartenwerkes entsprechend. Mit Gründung des Bayerischen Geologischen Landesamtes als eigenständige Behörde im Jahre 1948 und insbesondere nach Einbindung in den Aufgabenbereich des staatlichen Umweltschutzes im Jahre 1971, ist die Aufbereitung der Ergebnisse der geowissenschaftlichen Landesaufnahme, „daß sie für Wirtschaft, Wissenschaft und Behörden nutzbringend werden“ (Aufgabengesetz des Amtes) zusätzlich ein verpflichtendes Ziel. Wenn auch der staatliche Auftrag immer ein Motor für ein flächendeckendes, systematisches Vorgehen bei der geologischen Landesaufnahme war, so haben doch die geowissenschaftlichen Institute der Universitäten stets eine wichtige Rolle gespielt. Nicht nur als Ausbildungsstätte für Wissenschaftler, insbesondere kartierende Geologen, sondern auch bei der Entwicklung wichtiger Erkenntnisse und Konzepte in der Geologie, die letztlich Grundlage jeder Kartiertätigkeit sind. Von der Vätergeneration der in Bayern an den Universitäten in Würzburg, Erlangen und München in diesem Sinne wirkenden Wissenschaftlern dieses Jahrhunderts seien beispielhaft und stellvertretend genannt: R. DEHM, G. FISCHER, B. v. FREYBERG, P. SCHMIDT-THOMÉ, A. WURM. Ihre Schüler haben bereits ebenfalls als Lehrer und Wissenschaftler bedeutende Leistungen für die geologische Erforschung und Kartierung Bayerns erbracht und ihrerseits wiederum Schüler zur Tätigkeit am Bayerischen Geologischen Landesamt und andernorts ausgebildet.

Geologische Gliederung und Gesteinsfolge

Nachfolgend wird ein Überblick und eine kurze Einführung in den Erläuterungstext gegeben. Verweise auf Textstellen, Abbildungen, Tabellen und Beilagen sollen die Erschließung des Gesamttextes zusätzlich vereinfachen. Ein alphabetischer Index soll den Zugang zu einzelnen Gesteinsbeschreibungen ermöglichen. Aber auch allein mit der Geologischen Karte samt zugehörigem Legendentext und den farbigen Profilschnitten des Kartenblattes und der Beilagen sollte ein gutes Verständnis der Geologie Bayerns zu erreichen sein.

Das Kartenbild läßt sich in vier geologische Großeinheiten untergliedern: nordbayerisches Grundgebirge, Deckgebirge nördlich der Donau, Molassebecken zwischen Donau und Alpenrand und Alpen (**Abb. 7.2-1**). Jede dieser Einheiten hat einen unterschiedlichen geologischen Aufbau und eine charakteristische Bildungsgeschichte. In gleicher Weise sind auch die nachfolgenden Textkapitel angeordnet, die in einem einführenden Textabschnitt meist auch eine ausführlichere Übersichtsdarstellung der Geologie enthalten. Diese Aufteilung entspricht in großen Zügen auch der Entstehungsgeschichte vom älteren zum jüngeren, wobei die Alpen als Produkt der jüngsten, der alpidischen Gebirgsbildung eine geologisch besonders komplexe Einheit mit einer großen Vielfalt an Gesteinen und einem komplizierten tektonischen Bau darstellen.

Die Grenze von Deckgebirge und Molassebecken zum Grundgebirge ist gleichzeitig die Ostgrenze der sogenannten Süddeutschen Großscholle (**Kap. 7.2.1, 7.2.2**). Sie wird durch tiefreichende und langaushaltende Störungen bzw. Störungszonen gebildet, von denen die Fränkische Linie und der Donaurandbruch die bedeutendsten sind. Die Südgrenze der Süddeutschen Großscholle ist der tektonische Nordrand der Alpen, d. h. die Nordgrenze der gefalteten Molasse (**s. Kap. 7, Beil. 8**). Die nördliche Abgren-

zung des Molassebeckens, das die Moränen- und Schotterablagerungen der eiszeitlichen Vorlandgletscher der Alpen miteinbezieht, erfolgt etwa parallel dem Donautal.

Das **Grundgebirge** (Kap. 2, 7.1) ist das Fundament der meist wesentlich jüngeren Sedimentablagerungen des Deckgebirges. Im fränkischen Schichtstufenland liegt seine Oberfläche in einer Tiefe von z. T. mehr als 1 500 m, im Bereich der südlichen Frankenalb von wenigen hundert Metern (Vindelizische Schwelle) und unter den Sedimenten des Molassebeckens nach S zunehmend in bis zu mehr als 5 000 m. Im Verbreitungsgebiet an der Oberfläche ist die ehemalige Sedimenthülle, bedingt durch tektonische Hebungsvorgänge und Erosion, im wesentlichen seit der Kreidezeit, bis auf wenige Reste abgetragen. Das Grundgebirge besteht überwiegend aus Graniten und metamorphen Gesteinen. Die ehemaligen Sedimentgesteine und magmatischen Gesteine wurden durch Metamorphose in der Erdkruste, d. h. durch Gesteinsumwandlung unter erhöhtem Druck und Temperatur, vor allem in Gneise, Glimmerschiefer, Phyllite, Marmore, Amphibolite, Eklogite und Serpentine umgeformt (Kap. 2.6; Abb. 2.4-1, 2.4-2).

Die wissenschaftliche Erforschung dieses Gebietes ist besonders eng mit der Untersuchung von Substanz und Struktur der dortigen Gesteine und ihrer sehr komplizierten Lagerung verknüpft und noch immer in stetigem Fortschritt begriffen. Das Kontinentale Tiefbohrprojekt (KTB) in der Oberpfalz und begleitende Untersuchungen im Umfeld (Kap. 7.1.3) haben hierzu viele neue Erkenntnisse erbracht. Zur Deutung der geologischen Verhältnisse im variskischen Grundgebirge wird neuerdings auch die Theorie der Plattentektonik herangezogen (Kap. 2.1). Dabei führte – nach Phasen von divergenten und konvergenten Lithosphärenbewegungen ab dem späten Oberproterozoikum und im Altpaläozoikum – die Kollision der Superkontinente Laurasia und Gondwana im Karbon zur Bildung von Pangäa, des globalen Superkontinents im ausgehenden Paläozoikum und im Mesozoikum.

Das nordostbayerische Grundgebirge kann in die Saxothuringische Zone und die Moldanubische Region unterteilt werden (Kap. 2.1, Abb. 2.1-1). Zur **Saxothuringischen Zone** (Kap. 2.2) gehören: der **Kristalline Vorspessart** (Kap. 2.2.1), der hauptsächlich aus Gneisen und Glimmerschiefern besteht, in die Quarzite, Amphibolite und Marmore eingeschaltet sind; der **Frankenwald** (Kap. 2.2.2) mit nicht metamorphen bis schwach metamorphen Sedimentgesteinen und vulkanischen Gesteinen des Paläozoikums; das **Fichtelgebirge** (Kap. 2.2.3) mit Graniten und hauptsächlich „Metasedimenten“ d. h. metamorphen Gesteinen, bei denen vielfach noch sedimentäre Strukturen erhalten sind.

Die **Moldanubische Region** (Kap. 2.3) ist sehr komplex aufgebaut und kann in Boheimikum (Kap. 2.3.1) und Moldanubikum im engeren Sinne (Kap. 2.3.6) weiter untergliedert werden. Die Moldanubische Region besteht aus großen Arealen mit vorwiegend Paragneisen und Zonen mit gehäuften Auftreten von Metabasiten, Orthogneisen und metamorphen Sedimenten. In variskischer Zeit, vor etwa 280 bis 340 Millionen Jahren, sind in diese metamorphen Gesteine vielerorts granitische Plutone und gangförmige Erstarrungsgesteine eingedrungen. Auch Diorite bis gabbroartige Gesteine sind vorhanden, die sich als Aufschmelzungsprodukte aus dem Erdmantel deuten lassen. Die Münchberger Masse (Kap. 2.3.2) ist in ihrer jetzigen Lage zwischen Frankenwald und Fichtelgebirge als eine ortsfremde, im internen Aufbau invers gestapelte Deckeneinheit anzusehen, bei der sich die Gesteine mit dem niedrigsten Metamorphosegrad zu unterst, die mit dem höchsten (wie die Eklogite) zuoberst befinden. Sie kann dem bohemischen Krustentyp zugerechnet werden.

Zum Moldanubikum i. e. S. gehören der größte Teil des Oberpfälzer Waldes, das Naabgebirge, der Regensburger Wald und der Bayerische Wald. Man unterscheidet eine relativ monotone Gesteinsfolge, mit überwiegend Gneisen und Graniten, von einer „bunten“ Abfolge von Gesteinen, in der häufiger Amphibolite, Marmore und Graphiteinlagerungen vorkommen. Besonders auffallend ist im Kartenbild die sich nahezu über 200 km erstreckende Zone des Bayerischen Pfahls, einer NW-streichenden Störungszone, die stellenweise als wallartig hervortretender Quarzgang (im Volksmund „Teufelsmauer“) die Landschaft prägt.

An das Grundgebirge ist eine große Anzahl von Mineralanreicherungen und Lagerstätten von Erzen und Industriemineralen gebunden. Beispielhaft seien nur die noch vor kurzem im Abbau befindlichen Lagerstätten des Flußspates, hauptsächlich im Nabburg-Wölsendorfer Revier und des Graphits (Abbau in der Grube Kropfmühl) im Passauer Wald genannt. Die Palette der nutzbaren mineralischen Rohstoffe und Mineralvorkommen ist weit gespannt und umfaßt auch Gold und Uran. Granit und andere Tiefengesteine sind als oberflächennahe Massenrohstoffe zu nennen, die als Bau- und Werksteine Bedeutung haben.

Das **Deckgebirge** liegt dem Grundgebirge auf. Es erstreckt sich als eine 300 m bis mehr als 1500 m mächtige Abfolge jungpaläozoischer bis mesozoischer Sedimentgesteine vom Spessart im N bis an die Donau und in das Molassebecken im S und an den Rand des Grundgebirges im E (s. Basisprofile der Karte; **Beil. 1, 5; Abb. 1-2**). Es bildet den bayerischen Teil des Süddeutschen Schichtstufenlandes. Südlich der Donau fällt die Grundgebirgsoberfläche und mit ihr das auflagernde Deckgebirge bis auf mehrere Tausend Meter ab. Es ist dort von den tertiären Sedimenten des Molassebeckens überlagert.

Über dem variskischen Grundgebirgsstockwerk wurde in einzelnen tektonisch angelegten Senken mächtige **Rotliegend**-Sedimente als Abtragungsprodukte des Grundgebirges und vulkanische Gesteine abgelagert. An der Oberfläche sind sie nur an wenigen Stellen z. B. bei Stockheim am Westrand des Frankenwaldes und bei Weiden aufgeschlossen. Die hangenden Gesteine des **Zechsteins** sind durch mehrfaches Eindringen von Meerwasser in ein flaches Becken und wiederholtes Eindampfen als saline Sedimentzyklen mit Steinsalz und Anhydrit im Wechsel mit Karbonat- und Tongesteinen ausgebildet. Sie sind nur im Spessart und nördlich Kronach an der Oberfläche aufgeschlossen.

Im **Buntsandstein** überwiegen festländische Ablagerungen, Sandsteine und Tone, die große Teile des Spessarts und der Rhön einnehmen. Im Oberen Buntsandstein kündigte sich mit dem Vorherrschen toniger Sedimente erneut das Vordringen des Meeres an, das im **Muschelkalk** mit überwiegend karbonatischen Sedimenten das Ablagerungsmilieu dominiert. Eine kiesig-sandig-tonige „Randfazies“ im S und E bezeichnet die Nähe des Grundgebirgs-Festlandes. Im Mittleren Muschelkalk sind wiederum saline Sedimente wie Steinsalz (bzw. dessen Ablagerungsrückstände), Anhydrit und Gips Zeugen für einen stärkeren Binnenmeercharakter des Ablagerungsraumes. Zusammen mit den Sedimenten des Unteren Keupers bildet der Muschelkalk die Landschaft der Fränkischen Platten. Im **Keuper** ist der Sedimentationsraum des Germanischen Beckens nahezu abgeschlossen vom Meerwasserzufluß. Es überwiegen Ton- und Sandsteine. Im Mittleren Keuper folgen auf stärker tonige Sedimente mit Gips und Anhydrit an der Basis, dem Gipskeuper, die Gesteine des Sandsteinkeupers mit vermehrt Sandsteinen. Zusammen bilden sie die Keuperlandstufe und die Erhebung

gen der Frankenhöhe, des Steigerwaldes und der Haßberge. Der Obere Keuper, das Rhät, bildet den faziellen Übergang von den Triassedimenten zu den vom Meer dominierten Ablagerungen des Jura.

Man unterscheidet im **Jura**, angelehnt an das Erscheinungsbild der teils tonig-sandigen, teils karbonatischen Sedimente, Lias (= „Schwarzer Jura“), Dogger (= „Brauner Jura“) und Malm (= „Weißer Jura“). Dogger und Malm bilden die Landstufe der Frankenalb. Für den Malm, der die Hochfläche der meist stark verkarsteten Frankenalb bildet, sind karbonatische Gesteine typisch, die u. a. als massige Riffkalke oder als Bank- und Plattenkalksteine ausgebildet sein können. Eine weltweite Besonderheit ist die Fazies des Solnhofener Plattenkalks (**Kap. 3.3.3; Beil. 2, 3**), der als „lithographischer Stein“ bekannt wurde und in dem die Fundstellen des berühmten Urvogels *Archaeopteryx lithographicus* liegen.

Mit der Unteren **Kreide** begann eine mehr als 45 Millionen Jahre anhaltende Festlands- und Abtragungszeit, während der die Verkarstung die Malmkalke und auch die heute unter den tertiären Molassesedimenten verborgene Malmplatte südlich der Donau erfaßte. Gleichzeitig begann mit Heraushebungen die Abtragung des Deckgebirges nördlich der Donau. Die Oberkreide ist wiederum charakterisiert durch Meeresvorstöße und meist sandige und tonige, z. T. auch mergelige und kalkige Sedimente, für die stellvertretend der Regensburger Grünsandstein genannt sei.

Im **Tertiär** kam es nördlich der Donau, vor allem im Naab-Gebiet, in einer Fluß- und Seenlandschaft zur Ablagerung großer Mengen pflanzlicher Substanz, aus der sich Braunkohlen bildeten. Vielfach greifen auch die Ablagerungen der Molasse auf die Frankenalb über und verdecken das verkarstete Relief. Ein tertiärer Vulkanismus führte u. a. zur Bildung von Basaltgängen wie der Heldburger Gangschar. Reste von Vulkanischloten sind z. B. noch im Parkstein und im Rauhen Kulm in der Oberpfalz erhalten. Im N ist die Hohe Rhön mit vulkanischen Gesteinen Zeuge eines auch flächenhaft bedeutenden Vulkanismus. Neben diesen oftmals über Millionen von Jahren ablaufenden Vorgängen ereignete sich, vor etwa 15 Millionen Jahren, eine erdgeschichtliche Katastrophe: der Einschlag eines gigantischen Meteoriten an der Stelle, wo sich heute das Nördlinger Ries als „Krater“ von 25 km Durchmesser befindet (**Kap. 3.5.3; CHAO et al. 1978**). Er durchschlug das Deckgebirge und führte u. a. zur Bildung von Trümmermassen und Suevit, der durch Gesteinsaufschmelzung entstand.

In der Tertiär-Zeit begann die Bildung des Schichtstufenlandes. Tektonische Hebungsvorgänge bewirkten eine leichte, nach SE gerichtete Schrägstellung des mesozoischen Gesteinspaketes. Die nachfolgende Erosion präpariert dann die härteren Gesteine als Landstufen heraus. Im jüngeren Tertiär begann auch die Umgestaltung des Flußnetzes (**Kap.4.5**).

Das Deckgebirge enthält eine größere Anzahl von mineralischen Rohstoffvorkommen. Als Massenrohstoffe sind u. a. Sandsteine und Tone, vor allem im Buntsandstein und Keuper, und Kalksteine, vor allem im Muschelkalk und Malm, zu nennen. Locker gelagerte Kiese und Sande sind überwiegend an Flußtäler gebunden und eher Mangelware. Das Spektrum der übrigen Rohstoffe umfaßt Gips und Anhydrit, Kaolin, Farberden und Kieselkreide, Spezialtone und Glassande. Der Abbau von Braunkohle und Eisenerz wurde erst in jüngster Zeit eingestellt.

Grundwasser ist überwiegend an poröse Sandsteine des Buntsandsteins und Keupers und an klüftige oder verkarstete Kalksteine des Muschelkalks und des Malms ge-

bunden und bildet im Falle des Malmkarstes ein riesiges, wenn auch schwierig zu schützendes Grundwasserreservoir. Mineralwässer sind häufig dort anzutreffen, wo Störungen Verbindungen schaffen zu Salz- und Gipsgesteinen oder Kohlendioxid vulkanischer Herkunft in die Grundwasserleiter gelangt, so z. B. im Raum Bad Kissingen-Bad Brückenau. Thermalwässer werden mit tiefen Bohrungen meist dort gefördert, wo Grundwasserleiter in entsprechend großer Tiefe angetroffen werden konnten, so z. B. in Rodach bei Coburg und in Staffelstein.

Im **Molassebecken** (Kap. 4.1; Abb. 4.1-1; Tab. 4.1-1, 4.4-1) – zwischen dem Donautal und dem Nordrand der pleistozänen Moränen- und Schottergebiete des Alpenvorlandes – bauen sandig-kiesige und tonig-mergelige Lockergesteine der Vorlandmolasse das Tertiärhügelland auf. Diese Sedimente wurden von den tektonischen Vorgängen des Alpenraumes nur an ihrem Südrand erfaßt (Beil. 6). Im Kontakt mit dem Nordrand der Faltenmolasse sind ihre Schichten steil gestellt (Aufgerichtete Molasse). Im Bereich der eiszeitlichen Moränenablagerungen der Vorlandgletscher sind die Sandsteine, Konglomerate, Mergelsteine und Tone der südlich anschließenden Faltenmolasse durch den tektonischen Druck der nach N vorrückenden Alpen in E-W-verlaufende Mulden verfaultet, von ihrer ehemaligen Unterlage abgeschert und auf die flachlagernde Molasse des Vorlandes mehrere zehner Kilometer überschoben. Die Faltenmolasse gehört daher tektonisch gesehen zu den Alpen.

Im Laufe von mehr als 30 Millionen Jahren hat sich bis zu 5 000 m mächtiger Abtragungsschutt des sich heraushebenden Alpenkörpers in einem absinkenden Becken angehäuft (Beil. 5, 6). Die Schuttmassen wurden von großen Schutfächern und ausgedehnten Flußsystemen aus südlicher bzw. westlicher und östlicher Richtung hertransportiert. Der Ablagerungsraum der Molasse wurde mehrfach durch das Vordringen des Meeres beeinflusst (Abb. 4.4-1 bis 4.4-10). Insgesamt ist vor allem die Vorlandmolasse durch einen raschen, z. T. zyklischen Wechsel und eine vielfache „Verzahnung“ der unterschiedlichsten Sedimente gekennzeichnet. An der Oberfläche dominieren fluviatile und limnische Ablagerungen des Jungtertiärs (Oberen Süßwassermolasse) wie Kiese, Sande Schluffe (der sog. Flinz). Sedimente der liegenden Oberen Meeresmolasse treten vor allem im östlichen Niederbayern und am aufgerichteten Südrand der Vorlandmolasse zutage. Alttertiäre Sedimente der Unteren Süßwassermolasse, der Unteren Meeresmolasse sowie der Brackwassermolasse sind in den Muldenflügeln der Faltenmolasse aufgeschlossen. Harte Konglomerat- und Sandstein-Bänke bilden dort den Verlauf der Strukturen deutlich sichtbar als Geländerippen nach. Im Kartenbild kommt besonders gut die langgestreckte, schüsselförmige Struktur der Murnauer Mulde mit „umlaufendem“ Streichen der Schichten im E (Kocheler Moos) und im W (am Fuße des Grünten) beispielhaft zum Ausdruck.

Bei der vielfach erfolgreichen Suche nach Erdöl und Erdgas ist die Schichtfolge der Molasse besonders gründlich durch geophysikalische Untersuchungen (Kap. 8.3) und Tiefbohrungen erschlossen. Die Lagerung der tertiären Sedimente und ihres Untergrundes ist daher relativ gut bekannt (Beil. 5, 6, 7). Erdöl- und Erdgas-Lagerstätten haben sich in sogenannten „Fallenstrukturen“, das sind meist Störungsstrukturen, die nach oben durch tonige Sedimente abgedichtet sind, gebildet. Aus ihnen wird z. T. immer noch gefördert, oder sie dienen der unterirdischen Speicherung von Erdgas. Pechkohle, deren Flöze in die Cyrenenschichten der Faltenmolasse eingeschaltet sind, wurde früher u. a. in Peiting, Peißenberg, Penzberg und Hausham abgebaut. Bentonite aus der Oberen Süßwassermolasse haben als Spezialrohstoff vor allem in der Gegend um

Landshut besondere Bedeutung. Sie sind durch Verwitterung vulkanischer Tuffe entstanden. Umfangreiche Lagerstätten von Schottern, Sanden und Tonen des Tertiärs wie auch der quartären Schotterebenen und Talräume stehen z. T. in intensivem Abbau.

In der Münchner Schotterebene und anderen großen Schotterflächen sind bedeutende Grundwasservorräte in gut durchlässigen Kiesen vorhanden. Das Grundwasser im verkarsteten Malm im Untergrund des Molassebeckens stellt einen wertvollen Grundwasservorrat von beträchtlicher Größe dar. Dort, wo das Malmwasser in größeren Tiefen angetroffen werden kann, wird es vielfach als Thermalwasser für balneologische Zwecke bzw. zur geothermalen Nutzung gefördert.

Die Entstehung der **Alpen** (Kap. 5.1, 5.2; Abb. 5.2-1) wird bestimmt durch eine Reihe aufeinanderfolgender erdgeschichtlicher Ereignisse:

- Bildung von Sedimenten im Bereich des Tethys-Meeres, überwiegend während des Mesozoikums, in teilweise voneinander getrennten Ablagerungsräumen
- Deformation der Gesteine durch die einengenden Kräfte der Gebirgsbildung, die zu Brüchen, Faltungen und weiträumiger Überschiebung ganzer Sedimentpakete - zur Bildung von Decken - führte
- Heraushebung des Alpenkörpers und der Beginn der Abtragung, wobei sich riesige Mengen von Gesteinsschutt im absinkenden Molassebecken ansammelten und z. T. in die tektonischen Vorgänge mit einbezogen wurden
- Prägung der alpinen Geländeformen durch die eiszeitlichen Gletscher und ihrer Moränen und Schmelzwasserablagerungen

Diese Vorgänge führten zu einem lithologisch wie tektonisch oftmals sehr komplexen Erscheinungsbild der Gesteine und zu ihrer heutigen Lagerung. Die **Kapitel 5.1 und 5.2** enthalten hierzu weitere zusammenfassende Ausführungen, auf die zur weiteren Information ebenso verwiesen wird wie auf das **Kapitel 7.4** (Tektonik der Alpen) und die **Abbildung 5.1-1** (Deckengliederung). Die Theorie der Plattentektonik ist für die Deutung der gebirgsbildenden Vorgänge in neuerer Zeit unverzichtbar. In **Kapitel 5.2** (Werdegang der Alpen) wird daher näher auf diese Zusammenhänge eingegangen (s. auch **Abb. 5.2-1**).

Die Geologische Karte faßt die Gesteine der bayerischen Alpen entsprechend ihrer Entstehung, Ausbildung und tektonischen Position in verschiedene Zonen zusammen. In der Helvetikum-Zone (**Kap. 5.3, 7.4.3**) bilden dickbankige Kalkgesteine der Kreide, zum Beispiel der Schraffenkalk in den Allgäuer Alpen, vielfach markante Berggestalten, so im Grönten bei Sonthofen und im Gottesackergebiet. Die Flysch-Zone (**Kap. 5.6, 7.4.5**) wird von tonigen und sandigen Gesteinen der Kreide bzw. des Alttertiärs aufgebaut, die der Verwitterung wenig Widerstand bieten. Die weichen und runden Bergformen der Voralpen, z. B. das Hörnle bei Murnau, sind hierfür typisch. Die Zone der Nördlichen Kalkalpen (**Kap. 5.8, 7.4.7**) wird bestimmt durch einen Deckenbau, der hauptsächlich in der Kreidezeit entstanden ist. Dabei wurden die mesozoischen Gesteinsserien über große Entfernungen übereinander geschoben. Ihre Gesteine bilden die charakteristischen Bergformen der bayerischen Alpen, z. B. Wettersteinkalk im Karwendel und Wettersteingebirge und Dachsteinkalk und Ramsadolomit in den Berchtesgadener Alpen oder Hauptdolomit und Plattenkalk in den Allgäuer Alpen. Die im Mesozoikum abgelagerten kalkalpinen Gesteine erreichen z. T. mehr als 5 000 m (kumulative) Mächtigkeit.

Ihre heutige Gestalt erhielten die bayerischen Alpen, nach einer Heraushebungsphase im Tertiär, durch die eiszeitlichen Gletscher des Pleistozäns. In mehreren, von wärmeren Abschnitten unterbrochenen Kaltzeiten (Kap. 6, Tab. 6-1), zuletzt in der Würmeiszeit, die vor etwa 10 000 Jahren zu Ende ging, waren die Alpen und ihr Vorland von Gletschern bedeckt (Iller- und Lech-Gletscher, Isar-Loisach-Gletscher, Inn-Gletscher, Salzach-Gletscher). Im Kartenbild sind vor allem die zungenförmigen Jungmoränen-Gebiete der Würmeiszeit auffallend, die von einem mehrfach gestaffelten Kranz von Endmoränenwällen abgeschlossen werden. Die großen Seen des Alpenvorlandes liegen in Zungenbecken der eiszeitlichen Gletscher (Ammersee, Starnberger See, Chiemsee) oder am Alpenrand in sogenannten Stammbecken (Kochelsee). Dort sind sie größtenteils zu großen Moorflächen verlandet (Murnauer Moos). In den Alpen haben die eiszeitlichen Gletscher die Täler oftmals trogförmig umgestaltet und unterhalb der Gipfelregionen mannigfaltige Karformen und Moränenablagerungen hinterlassen. Die großen Alpentäler wurden durch das Gletschereis tief ausgeschürft und danach von den Schmelzwässern mit Schotter und feinkörnigen Seeablagerungen zugeschüttet. Bei Vorderriß ist das Isartal unter dem heutigen Talboden mit mehr als 350 m mächtigen Schmelzwasser- und Moränen-Ablagerungen verfüllt.

Von einer Vielzahl der für die Alpen typischen Erzlagerstätten sind im bayerischen Anteil früher nur die Eisenerze des alttertiären Helvetikums (Kressenberg, Grünten) im Abbau gewesen. Blei-Zink-Vererzungen im Wettersteinkalk (u. a. Mittenwald, Höllental bei Garmisch, Rauschberg bei Inzell) waren zwar immer Gegenstand von Bergbauversuchen, sind aber meist nur „Rucksack-Lagerstätten“. Mangan-Vorkommen am Jenner sind von nennenswerter Größe, aber derzeit nicht abbauwürdig. Im Raum Berchtesgaden-Bad Reichenhall wird seit altersher in größerem Umfang Steinsalz bzw. Sole aus dem sogenannten Haselgebirge der alpinen Permotrias gewonnen. Karbonatgesteine sind als Bau- und Werksteine sowie als Zement- und Kalkrohstoffe von einiger Bedeutung und vielfach im Abbau. Wegen ihrer (historischen) Bedeutung für bayerische Kulturbauten seien die „Marmore“ des alpinen Jura (Adneter Marmor, Tegernseer Marmor u. a.) erwähnt.

Grundwasservorräte in gut durchlässigen Kiesen übertiefter Alpentäler sind teilweise von überregionaler Bedeutung. Die Stadt München bezieht einen Teil ihres Trinkwassers aus den Schottern des Loisachtales.

Grundzüge der geologischen Entwicklung in Stichworten

Nachfolgend wird der geologische Werdegang für Grundgebirge, Deckgebirge (einschließlich Molassebecken) und Alpen in einem chronologischen Abriss beschrieben. **Tabelle 1-1** enthält zur Orientierung hierzu eine geologische Zeittafel.

Tabelle 1-1: Geologische Zeittafel (nach HARLAND et al. 1990)

Mio. Jahre vor heute	Äon	Ära	Periode	Epoche	Stufe				
2,5	m	Känozoikum	Quartär	Holozän	Jung- bis Alt-	Daz			
5,5				Pleistozän	Ältest-	Roman	Sarmat		
24			Tertiär	Jung-	Pliozän	Ober-	Pont		
36					Miozän	Mittel-	Fannon	Karpat	
65				Alt-	Oligozän	Unter-	Untereger	Ottwang	
					Eozän	Ober-	Kupci (Kiscill)	Baden	
88			u	Mesozoikum	Kreide	Senon	Barton		
97							Unter-	Coniac	Ypres
146					i	Jura	Ober-	Neokom	Turon
								Malm	Thanet — Dan
	Mittel-	Dogger					Maastricht		
208	o	Trias			Ober-	(Keuper)	Cenoman		
							Mittel-	(Muschelkalk)	Alb
245	z	Perm			Ober-	(Zechstein)	Apt		
							Unter-	(Rotliegend)	Barreme
290	e	Karbon			Ober-		Hauterive		
			Unter-				Valangin		
363	a	Devon	Ober-		Berrias				
					Mittel-		Tithon		
409	n	Silur	Ober-		Kimmeridge				
					Unter-		Oxford		
439	h	Ordoviz	Ober-		Callov				
					Mittel-		Bathon		
510	P	Kambrium	Ober-		Bajoc				
					Mittel-		Aalen		
570	r	Perm	Ober-		Toarc				
					Unter-		Pliensbach		
900	o	Perm	Ober-		Sinemur				
					Unter-		Hettang		
1500	o	Karbon	Ober-		Rät				
					Unter-		Nor		
2500	A	Kambrium	Ober-		Karn				
					Mittel-		Ladin		
2500	r	Kambrium	Ober-		Skyth				
					Mittel-		Anis		
2500	u	Kambrium	Ober-		Tatar				
					Mittel-		Kazan		
2500	n	Kambrium	Ober-		Kungur				
					Mittel-		Assel		
2500	P	Kambrium	Ober-		Stephan				
					Mittel-		Westfal		
2500	r	Kambrium	Ober-		Namur				
					Mittel-		Vise		
2500	o	Kambrium	Ober-		Tournais				
					Mittel-		Famönne		
2500	z	Kambrium	Ober-		Frasn				
					Mittel-		Givet		
2500	e	Kambrium	Ober-		Eifel				
					Mittel-		Ems		
2500	a	Kambrium	Ober-		Siegen				
					Mittel-		Gedinne		
2500	n	Kambrium	Ober-		Pridoli				
					Mittel-		Ludlow		
2500	h	Kambrium	Ober-		Wenlock				
					Mittel-		Llandovery		
2500	a	Kambrium	Ober-		Ashgill				
					Mittel-		Caradoc		
2500	r	Kambrium	Ober-		Llandeilo				
					Mittel-		Llanvirn		
2500	o	Kambrium	Ober-		Arenig				
					Mittel-		Tremadoc		
2500	P	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	r	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	o	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	z	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	e	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	a	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	n	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	h	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	a	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	r	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	o	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	z	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	e	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	a	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	n	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	h	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	a	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	r	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	o	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	z	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	e	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	a	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	n	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	h	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	a	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	r	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	o	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	z	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	e	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	a	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	n	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	h	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	a	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	r	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	o	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	z	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	e	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	a	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	n	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	h	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	a	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	r	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	o	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	z	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	e	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	a	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	n	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	h	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	a	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	r	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	o	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	z	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	e	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	a	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	n	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	h	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	a	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	r	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	o	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	z	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	e	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	a	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	n	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	h	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	a	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	r	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	o	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	z	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	e	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	a	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	n	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	h	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	a	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	r	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	o	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	z	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	e	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	a	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	n	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	h	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	a	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	r	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	o	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	z	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	e	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	a	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	n	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	h	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	a	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	r	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	o	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	z	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	e	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	a	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	n	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	h	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	a	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	r	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	o	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	z	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	e	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	a	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	n	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				
2500	h	Kambrium	Ober-						
					Mittel-				

Grundgebirge (JOHANN ROHRMÜLLER, HUBERT MIELKE & DIETER GEBAUER)

Frühes Archaikum

- ~ 3,8 Mrd a: Zirkonkern-Datierung, ältestes magmatisches Ereignis

Präkambrium

- ~ 2,5–2,6 Mrd a: Kristallisationsalter für Gesteine, die das sedimentäre Ausgangsmaterial für moldanubische Paragneise lieferten
- ~ 2,0–2,1 Mrd a: magmatische Ereignisse, granitischer Orthogneis (granitische Intrusion in Südböhmen)
- ~ 1,4 Mrd a: magmatische Ereignisse (saurer Orthogneis: Dobra-Gneis)
- ~ 1,0–1,1 Mrd a: magmatische Ereignisse, mafische und ? saure Schmelzen (Intrusion/Extrusion)

Jungpräkambrium

- klastische Sedimente des flachmarinen Küstenbereichs oder des offenen Schelfs
- problematische Fossilreste (*Osagia* sp.) in Phylliten des Fichtelgebirges
- älteste mit Mikrofossilien (Acritarchen) datierte Gesteine Bayerns in der Prasinit-Phyllit-Serie der Münchberger Masse (MM)
- ~ 600 Mio a: Kristallisationsalter für Gesteine, die das sedimentäre Ausgangsmaterial für saxothuringische und moldanubische Paragesteine lieferten
- cadomische (assyntische) Orogenese, geochronologisch in Bayern nicht zweifelsfrei nachzuweisen; Zeugen eventuell Geröllhorizonte des Kambriums

Kambrium

- Intrusion und ? Extrusion von gabbroiden und granitischen Magmen im Bereich des Teplá-Barrandiums und der Zone Erbdorf-Vohenstrauß (ZEV)

Ordoviz

- Orogenese, regionale Metamorphose und Anatexis, Palitbildung, ? Intrusion granitischer Magmen (ZEV)

Silur

- Subduktion – Schließen eines Ozeans; Sedimentation, mikrofossilbelegte Glimmerschiefer in Spessart, Künischem Gebirge und Umrandung der ZEV

Devon

- Ende der regionalen Metamorphose in der ZEV, der MM und der ZTT (Zone von Tepl-Taus) („Mitteldruckmetamorphose“); z. T. Überschiebung auf Moldanubikum; Intrusion saurer Magmatite (ZEV, Spessart)
- Abkühlung unter 350°C und Heraushebung

Karbon

- jungvariskische Orogenese mit Niederdruck-Hochtemperatur-Metamorphose; Deckenüberschiebungen; Hochdruck-Niedertemperatur-Metamorphose (Granulitbildung, Disthen-Relikte)

- Ende der regionalen Metamorphose im Moldanubikum und Saxothuringikum (Hochtemperatur-Niederdruck-Metamorphose); Intrusion von gabbroiden bis dioritischen und granitischen Gesteinen; in Teilgebieten Mylonitisierung und Diaphthorose sowie Blastomylonitbildung; Abkühlung unter 350–300°C und Heraushebung
- Hauptphase der Intrusion saxothuringischer und moldanubischer Granite

Perm

- ab Westfal bzw. Stefan Ausbildung „permokarboner“, postvariskischer Molasse; klastische Sedimente und Schuttfächer in strukturiertem Relief („Rotliegendtröge“), Krustendehnung
- Subsidenz der Süddeutschen Großscholle und von Teilen der östlich angrenzenden Böhmisches Masse (= überregionale Krustendehnung)

Trias

- Reaktivierung von NW–SE-Störungen, differentielle Blockhebung und Gangmineralisation im Wölsendorf–Naaburger-Flußspat-Revier; Bildung der Pfahlquarzmineralisation („rift and wrench-tectonic“)

Jura

- nach S bzw. SE fortschreitende Erosion des Vindelizischen Rückens und Sedimentation auf Grundgebirge

Kreide

- Rumpfflächenbildung und in Teilen des anstehenden Grundgebirges Erosion des Deckgebirges; Kompressionstektonik
- Oberkreide-Transgression in Teilgebieten über heute exponiertem Unterbau; Trias-Jura-Relikte erhalten in der Rötzer- und in der Cham–Further Senke; Heraushebung des Westrandes der Böhmisches Masse in einzelnen Phasen; differentielle Blocktektonik (= Schollenhebung und Erosion)

Tertiär

- Beginn der Sedimentation im Eger-Graben; in Teilbereichen Überschiebung des Kristallins auf Oberkreide-Sedimente, Bildung ausgedehnter Abtragungsflächen; Basaltvulkanismus in Nordbayern (Rhön, Heldburger Gangschar, nördliche Oberpfalz und Oberfranken)
- Sedimentation im Naabgebiet bis ins obere Miozän; Ausgestaltung der heutigen Reliefformen, postmiozäne Hebung der Schotterterrassen

Quartär

- Versetzung der postbasaltischen Abtragungsflächen um mehrere 10er m; differentielle Blocktektonik mit Hebungen im 10 m-Bereich; Ausgestaltung der heutigen Reliefformen, Solifluktion im Periglazialgebiet
- rezente Krustenbewegungen in Bayern durch ein Zentrum von Mikrobeben im Eger-Graben-Gebiet bei Marktredwitz belegt; rezentes Stressfeld für KTB-Umfeld: subhorizontale Position der Hauptnormalspannung mit Richtung NNW

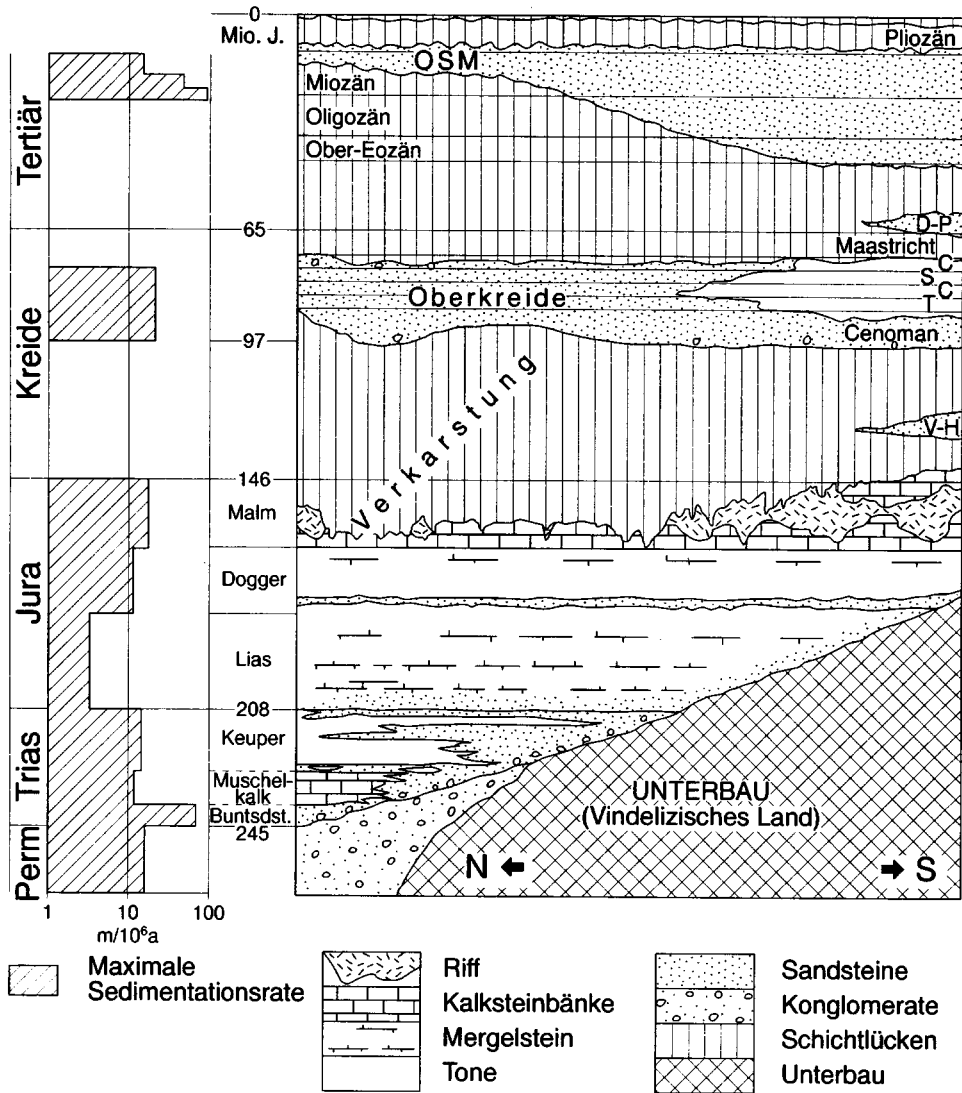


Abb. 1-1 Zeitlicher Ablauf von Sedimentation und Abtragung des Deckgebirges seit dem Perm. Links Sedimentationsraten der einzelnen Schichtglieder in m pro 1 Million Jahre (verändert nach SCHRÖDER 1976). Während im Buntsandstein über 100 m Grobsedimente in 1 Million Jahren abgelagert wurden, sind es in den kondensierten Lias-Mergeln weniger als 3 m, im kalkigen Malm dagegen etwa 50 m. Auch im Molasse-Becken wurden ab der höheren Oberkreide und im Tertiär hohe Sedimentationsraten (über 100 m) erreicht.

Deckgebirge (*ROLF K. F. MEYER & HERMANN SCHMIDT-KALER*)

Trias

- nach Einebnung des Variskischen Grundgebirges und Auffüllung der Permokarbon-Tröge mit mächtigen Konglomeraten und Sanden Beginn der Einsenkung des Germanischen Trias-Beckens von N her; Übergreifen der Sedimentation nach S immer weiter über das Vindelizische Land hinweg; mächtige, sandig-tonige Schüttungen vom sich heraushebenden Böhmisches Festland im E; Einschaltung mariner Kalkablagerungen des sich ausdehnenden Nordmeeres (vor allem im Muschelkalk und zuvor im nicht so weit nach S reichenden Zechstein); marine Feinsandschüttungen von Skandinavien her weit nach S (z. B. im Schilfsandstein); Schichtenfolge der Trias 1400 m mächtig

Jura

- Beginn der großen Meerestransgression und Verbindung von Nordmeer und Tethys ab dem Oberen Dogger; Ablagerung von bis 100 m Tonmergeln im Lias, bis 200 m Tonmergel und marine Feinsande im Dogger und bis zu 600 m Schicht- und Riffkalke bzw. -Dolomite im Malm (warmes Meer)

Kreide

- an Jura/Kreide-Grenze Rückzug des Meeres weit nach S (bis Breite von München); nördlich davon bei tropischem Klima Verkarstung und Auflösung der Malmkalkplatte in der Unterkreide; in der Oberkreide im S Meeresvorstoß nach N und Entstehen einer bis 300 m mächtigen, stark vom umgebenden Festland geprägten, sandig-kieseligen Schichtenfolge

Tertiär

- im Alttertiär im Zuge der großen alpinen Deckenüberschiebungen Heraushebung und Abtragung Süddeutschlands am Ostflügel des Rheinischen Schildes; allmähliche Herausbildung des Süddeutschen Schichtstufenlandes; im S Einsenkung des Molasse-Troges und Aufnahme des Schuttes der aufsteigenden Alpen; Ausdünnen der bis 5 000 m mächtigen Konglomerate, Sande und Tone nach N, an der Donau nur noch wenige 100 m mächtige Feinsande und Tone auf dem Malmkarst

Quartär

- mehrfacher Wechsel von Kalt- und Warmzeiten; Beginn des linearen Einschneidens der Flüsse und der Herausbildung der heutigen Talsysteme

Alpen (*KLAUS SCHWERD*)

Perm

- intrakontinentales Rifting im Grenzbereich zwischen den im Superkontinent Pangäa noch vereinten Kontinenten Europa und Afrika
- Dehnung und streifenweise Absenkung der Kontinentkruste, schrittweise Transgression der Tethys nach W in den zukünftigen Alpenbereich

Trias

- im Entstehungsraum der Nördlichen Kalkalpen stark unterschiedliche Subsidenz
- mächtige Karbonatplattformen neben geringmächtigen Beckensedimenten, im SE z. T. hochpelagisches Milieu; im nördlich der Nördlichen Kalkalpen beheimateten Entstehungsraum von Penninikum und Helvetikum meist epikontinentale Fazies

Jura

- Zerbrecen und Absinken der triassischen Schelfsedimente der Nördlichen Kalkalpen durch verstärktes Rifting zwischen Europa und Afrika; zunehmende Subsidenz in Helvetikum und Penninikum; im späten Dogger plattentektonische Trennung Afrikas von Europa
- Bildungsraum der Nördlichen Kalkalpen nun Teil der Adriatischen Platte als nördlicher Vorsprung Afrikas, das Helvetikum nun Teil des Schelfs am Südrand Europas; dazwischen im Penninikum (paläogeographischer Zentralbereich der Alpen) Schwellen und z. T. ozeanische Becken; im Südostteil der Nördlichen Kalkalpen im Oberjura erste, gravitative Deckentektonik

Kreide

- Beginn konvergenter Plattenbewegung zwischen Europa und Afrika
- Subduktion des südlichen Penninikums unter die Adriatische Platte („Eoalpidische Orogenese“)
- Hauptanlage des Deckenbaues der Nördlichen Kalkalpen und der sedimentär-tektonischen Melange der Arosa-Zone
- in der Oberkreide nach Trockenfallen und Erosion Subsidenz weiter Teile der Nördlichen Kalkalpen bis in größere Meerestiefen (Gosau); im nördlicheren Penninikum starke Subsidenz und turbiditische Füllung des Rhenodanubischen Flysch-Tiefseebeckens; im Helvetikum flaches bis mäßig tiefes Schelfmilieu

Tertiär

- im Alttertiär Kollision zwischen Adriatischer Platte und Europa („Mesoalpidische Orogenese“)
- Verfrachtung des Deckenstapels aus Nördlichen Kalkalpen, Arosa-Zone sowie entwurzelten penninischen Einheiten (Rhenodanubischer Flysch u. a.) über das nun ebenfalls in Decken zergliederte Helvetikum; vor der Front des Deckenstapels ab Oligozän Einsenkung des Molassebeckens als peripheres Vorlandbecken und Füllung mit Schutt aus den zur Gebirgskette aufsteigenden Alpen; durch plattentektonische Kompression ab Ende Oligozän („Neoalpidische Orogenese“) weiter nach N ausgreifender Alpenbau
- Abscherung und Faltung südlicher Molasseeinheiten (Faltenmolasse)

Quartär

- morphologische Gestaltung der Alpen und des Alpenvorlandes zur heutigen Form durch Frost, Gletscher und Schmelzwässer im Zuge mehrerer Kaltzeiten

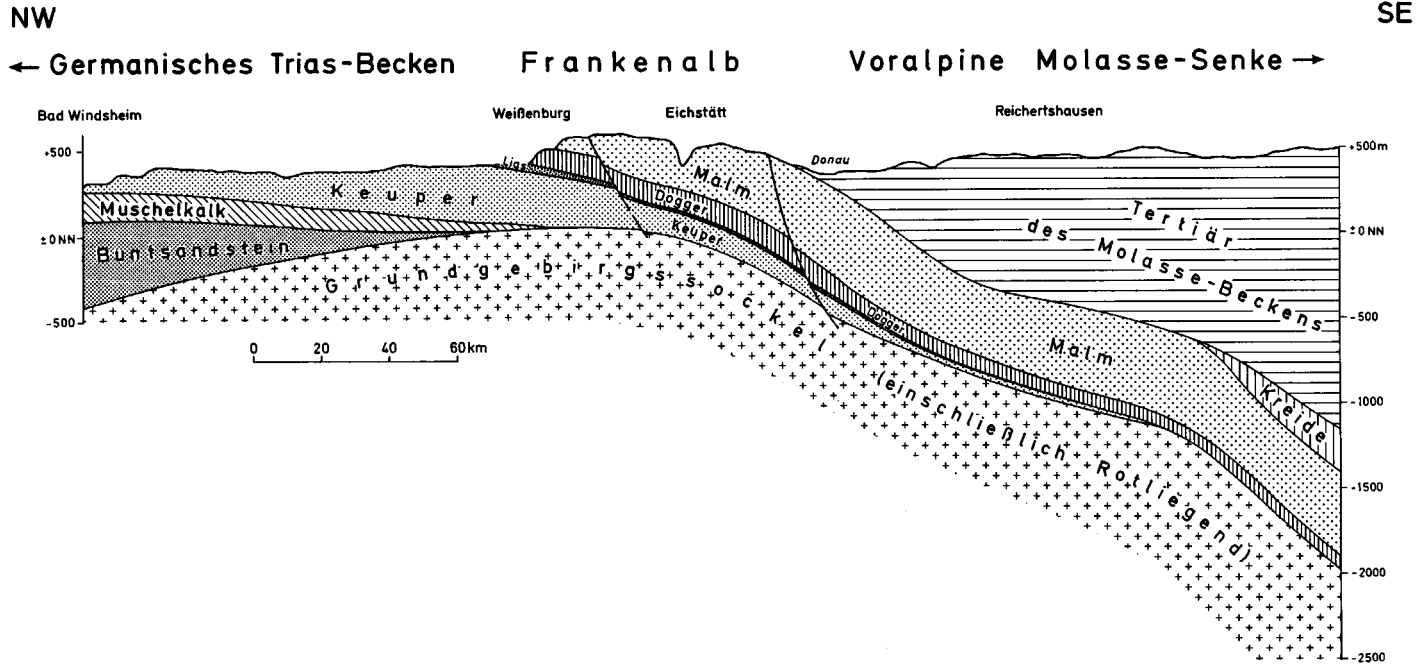


Abb. 1-2 Profil vom Germanischen Trias-Becken zur voralpinen Molasse-Senke.
 Das Deckgebirge, das ursprünglich mit jeder Schicht bis zum Malm das Grundgebirge im S zunehmend eingedeckt hatte, wurde ab der Kreidezeit nach S abgesenkt und im Tertiär im Vorland der Alpen von mächtigen Sedimenten der Molasse überlagert. Dadurch kam es zu der heutigen kuppelförmigen Lagerung über dem Kristallinhoch unter der Südlichen Frankenalb.

2 Gesteinsfolge des Grundgebirges nördlich der Donau und im Molasseuntergrund

JOHANN ROHRMÜLLER, HUBERT MIELKE & DIETER GEBAUER

Vorbemerkung: Die nachfolgende Beschreibung des bayerischen Grundgebirges basiert auf vielen Publikationen, die im Interesse der besseren Lesbarkeit meist nicht im Text, sondern am Schluß der einzelnen Kapitel zitiert werden.

Seit der 3. Auflage der Geologischen Karte von Bayern 1:500 000 (1981) liegen für den Bereich des Grundgebirges wesentliche neue und grundlegende Forschungsergebnisse vor. Durch die Voruntersuchungen zur Kontinentalen Tiefbohrung (KTB) und durch die Forschungsarbeiten im Rahmen der KTB Windischeschenbach/Oberpfalz war das nordostbayerische Grundgebirge Zielgebiet für umfangreiche geowissenschaftliche Erkundungen.

2.1 Überblick und Gliederung des Grundgebirges

Überblick: Nachdem in der Grundgebirgsforschung über viele Jahre hinweg fixistische Modellvorstellungen über die Krustenentwicklung vorherrschten, hat sich in den 80er Jahren eine mobilistische, plattentektonische Betrachtungsweise der geologischen Entwicklungsprozesse allgemein durchgesetzt.

Das nordostbayerische Grundgebirge liegt am westlichen Rand der Böhmisches Masse, die den Ostteil des europäischen variskischen Orogens bildet. Weitere große Anschnitte dieses mehr als 320 ma (= Millionen Jahre) alten Gebirges befinden sich auf der Iberischen Halbinsel, im Massif Central, der Bretagne, den Vogesen und im Schwarzwald sowie in dem besonders gut aufgeschlossenen Grundgebirge der Alpen und der Pyrenäen (Abb. 2.1-1).

Ausgehend von konsolidierten präkambrischen Kratonen ist die Krustengeneese der mitteleuropäischen Varisziden ab dem späten Oberproterozoikum und im Altpaläozoikum durch diskontinuierliche Abläufe mit Phasen von divergenten und konvergenten Krustenbewegungen geprägt. Divergente Krustenbewegungen („**rifting**“) im nördlichen Bereich des damaligen Superkontinents Gondwana führten ab dem späten Oberproterozoikum zur Bildung von ozeanischen Becken und Randbecken, die wahrscheinlich durch Mikrokontinente getrennt waren. Teilbereiche der Becken wurden ab dem Kambrium von Konvergenzbewegungen (**Subduktion und Kollision**) erfaßt, durch die deren jungpräkambrische und paläozoische Sedimente und Vulkanite subduziert und in der Erdkruste oder sogar im Erdmantel metamorph umgewandelt wurden. Der Kollision der Superkontinente Laurasia und Gondwana im Karbon, und damit die Bildung von **Pangäa**, gingen wahrscheinlich Kollisionen von kleineren, zwischengelagerten Kontinenten im Ordoviz und Devon voraus, nachdem die entsprechenden Ozeanbecken geschlossen waren.

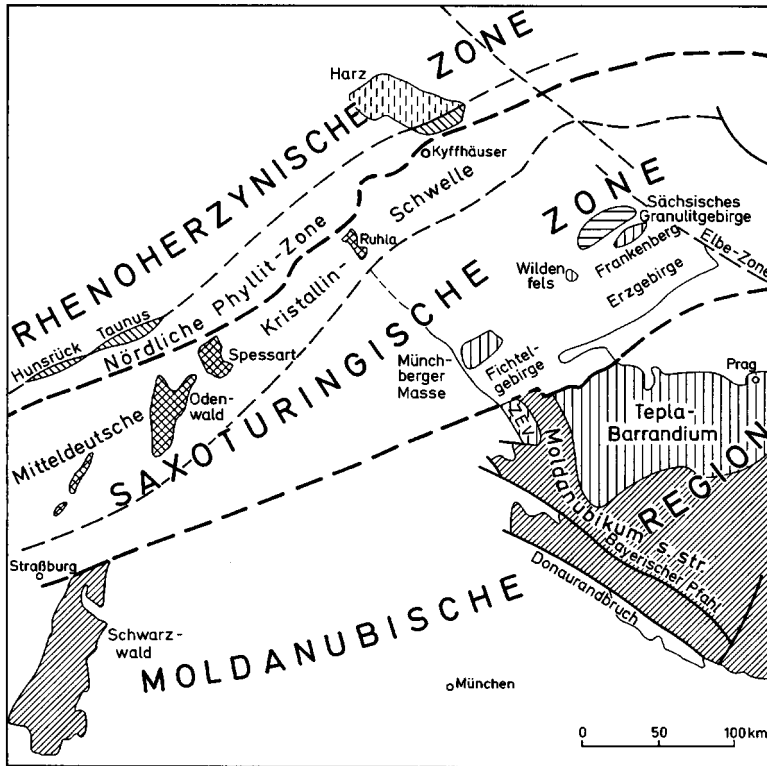


Abb. 2.1-1 Zonengliederung des mitteleuropäischen Variszikums.

Die ursprüngliche Paläogeographie und Krustengeometrie vor Beginn der oben kurz umrissenen Vorgänge lassen sich nur ungenau rekonstruieren. Besonders die unterschiedlich starke metamorphe Prägung einzelner Teilbereiche des Grundgebirges erschwert die vergleichende zeitliche Zuordnung. Dabei entfällt in der Regel die stratigraphische Einordnung mittels Fossilien. Verformung und Metamorphose ließen Fossilien, falls etwa vorhanden, unkenntlich werden. Bei einer rein lithologischen Gliederung ist zu beachten, daß „chemisch und lithologisch gleich“ nicht auch „altersgleich“ bedeuten muß. In verschiedenen Zeitabschnitten können sich die gleichen Sedimentationsvorgänge, die zur gleichen Gesteinsausbildung und zum gleichen Chemismus führen, durchaus wiederholen.

Die zeitliche Einordnung der geologischen Vorgänge mittels **radiometrischer Datierungen** ist erschwert durch die polymetamorphe Überprägung der meisten Gesteine des Grundgebirges. Das letzte thermische Ereignis kann bei durchgreifender Prägung

die Spuren des vorausgegangenen teilweise oder völlig auslöschen und „verjüngt“ so das in Wirklichkeit ältere Gestein.

Gliederung: Das hier betrachtete außeralpine „**Grundgebirge**“ umfaßt die Bereiche mit paläozoischen und älteren, vermutlich oberproterozoischen Gesteinen, die unterschiedlich stark metamorph überprägt wurden. Es beinhaltet ferner meist nicht mehr deformierte variskische Intrusivgesteine. Vor allem im Oberkarbon sind diese Intrusiva, überwiegend Granite, meist nach Abschluß der jungvariskischen Metamorphose in die älteren Gesteinskomplexe eingedrungen und auskristallisiert.

Das nordostbayerische Grundgebirge, der Westteil der Böhmisches Masse, beinhaltet die Landschaften des Bayerischen Waldes, des Oberpfälzer Waldes, des Fichtelgebirges und des Frankenwaldes. Im NW der Karte wird in den Hebungsbereichen am Rande des Rheintalgrabens das Grundgebirge im Spessart und im Odenwald von der Erdoberfläche angeschnitten.

In weiten Teilen Süddeutschlands ist das Grundgebirge von jüngeren Deckschichten überlagert. In den heute an der Erdoberfläche anstehenden Grundgebirgsbereichen sind diese Deckschichten infolge einer Heraushebung wieder abgeräumt worden oder Teile des Grundgebirges waren in nachvariskischer Zeit (nach dem Oberkarbon ab ca. 290 Ma) überwiegend festländischer Abtragungsraum geblieben.

Die **Tiefenlage** des überdeckten Grundgebirges ist aus Bohrungen und geophysikalischen Untersuchungen weitgehend bekannt. Im nördlichen Bayern sind die Räume mit den mächtigsten Überdeckungen in der Regel mit den Rotliegendensenken identisch. Eine SW-NE-gerichtete, trogartige Senke (**Saale-Trog**) liegt zwischen der **Spessart-Rhön-Schwelle** und dem Steigerwald. Sie geht im NE in einen SE-NW-gerichteten, dem Grundgebirge vorgelagerten Trog über. In diesen Senkungsräumen ist das Grundgebirge zum Teil von mehr als 1500 m Sediment überlagert (vgl. Kap. 3.2.1).

Südlich dieser Senken erhebt sich die überdeckte Oberfläche des Grundgebirges vor allem im Bereich des ehemaligen **Vindelizischen Rückens** schildartig bis zur Donau und steigt unter dem donauparallelen fränkischen Jura bis 300 m unter die Erdoberfläche an. Südlich der Donau sinkt das Grundgebirge rasch unter das Molassebecken ab. Es besitzt aber auch hier eine morphologische Gliederung durch Stufen und Schwellen. So liegen westlich von Augsburg Granit und Gneis unter 1200 m und 2000 m Überdeckung (Bohrungen Gablingen 1 und Scherstetten 1). Bei Anzing (15 km östlich München) wurde Gneis erst in einer Tiefe von 3200 m angetroffen. Die Bohrungen Aich 1 und Bonbruck 1 und 2 mit dem Grundgebirge in 700 m bzw. über 2300 m Tiefe kennzeichnen den Abbruch vom **Landshut-Neuöttinger Hoch**.

N-S-gerichtete Störungssysteme trennen Gesteine unterschiedlichen Metamorphosegrades voneinander, so in einem ca. 25 km breiten Streifen östlich der Iller, in dem nur Zweiglimmergneis erbohrt wurde, während sonst höher metamorphe Biotitgneise ohne Muskovit verbreitet sind.

Unter den Nördlichen Kalkalpen liegt die Oberfläche des Grundgebirges nach geophysikalischen Messungen in rund 10 km Tiefe.

Grundgebirgsmaterial ist auch Bestandteil der kristallinen Auswurfmassen, die beim Einschlag des **Ries-Meteoriten** vor ca. 15 Millionen Jahren über die damalige Landoberfläche verteilt wurden.

Die grundlegenden Gliederungen des mitteleuropäischen Grundgebirges von SUESS (1903, 1912) und KOSSMAT (1927) Anfang des Jahrhunderts in Moldanubische Region, Saxothuringische Zone und Rhenohercynikum haben trotz neuerer geodynamischer Sichtweisen weitgehend noch Bestand (Abb. 2.1-1). Über die Beziehungen der einzelnen Einheiten zueinander bestehen jedoch zum Teil unterschiedliche Vorstellungen. So ist nicht auszuschließen, daß innerhalb der Moldanubischen Region höher metamorphe Äquivalente des Saxothuringikums vorliegen, nachdem es mittlerweile eindeutige Belege für altpaläozoische Sedimentanteile in der Moldanubischen Region gibt. Ferner ergeben zuverlässige absolute Altersbestimmungen an detritischen Zirkonen von Gesteinen aus der Moldanubischen Region und der Saxothuringischen Zone



Abb. 2.1-2 Detritischer Zirkon (Größe ca. 0,14 mm) aus einem Paragneis des Regensburger Waldes (GEBAUER et al. 1989). Dieser Zirkon ist das älteste datierte Mineralrelikt der Europäischen Varisziden. Zugleich ist es weltweit mit fünf gespeicherten geologischen Altern (3,8; 2,6; 1,9; 1,8–1,9 und 0,46 Milliarden Jahre) das altersmäßig vielfältigste Mineral überhaupt. Der idiomorphe Kern (gestrichelte Begrenzung) ist vor ca. 3,8 Milliarden Jahren (Mrd. J.) in einem wahrscheinlich granitischen Magma auskristallisiert. Während einer hochgradigen Metamorphose vor ca. 2,6 Mrd. J. wurde das früharchaische Muttergestein in einen Orthogneis umgewandelt (Verlust radiogenen Bleis in Subdomänen des Zirkons). Der idiomorphe Kern wurde vor ca. 1,9 Mrd. J. von einer neuen Zirkongeneration überwachsen (Bereich zwischen der gestrichelten und der punktierten Linien). Wegen der nach außen runden Begrenzung dieser Zone zur nächstfolgenden, äußersten Zone (gestrichelte Linie) und dem „diskordanten Abschneiden“ magmatisch gebildeter Zonarstrukturen muß davon ausgegangen werden, daß der inzwischen 3-phasige Zirkonkristall mechanisch abradiert wurde. Dies bedeutet, daß das Gestein nach seiner wahrscheinlichen Migmatisierung vor 1,9 Mrd. J. exhumiert und abgetragen wurde. Das neue Wirtsgestein wurde erneut hochgradig metamorph umgewandelt, wenn nicht sogar aufgeschmolzen. Hierbei bildete sich die heute äußerste Wachstumsgeneration für die ein minimales Alter von ca. 1,8 Mrd. J. angegeben werden kann. Da diese äußerste Zirkonzone wiederum am Rande mechanisch gerundet ist, muß das ursprünglich sedimentäre Wirtsgestein nach 1,8 Mrd. J. ebenfalls exhumiert und erodiert worden sein, wobei sich die heute noch erhaltene, abradierte Oberfläche beim Transport in das heutige sedimentäre Wirtsgestein bildete. Somit hat das ursprünglich vor 3,8 Mrd. J. gebildete magmatische Zirkonkorn zweimal einen Abtragung-Sedimentation-Gebirgsbildung-Zyklus durchlaufen. Der Zeitpunkt der Einbettung in das sedimentäre Ausgangsgestein des heutigen Paragneises läßt sich folgendermaßen einengen: Er muß jünger sein als das jüngste detritische Zirkonkorn mit ca. 600 Mill. J. Andererseits muß die Sedimentation älter als die erste Metamorphose des sedimentären Wirtsgesteins sein, die mit ca 460 Mill. J. datiert wurde. Die variskische Metamorphose im Karbon hat im abgebildeten Zirkon keine Spuren hinterlassen.

durchwegs präkambrisches Alter für das Liefergebiet des zur Sedimentation gelangten Abtragungsmaterials. Nach GEBAUER (1993 a, 1993 b) können in Zirkonen der metamorphen Grundgebirgseinheiten folgende präkambrische „geologische Zeitereignisse“ in den jeweiligen Hochgebieten nachgewiesen werden: 3,8 ga (= Milliarden Jahre), 2,6-2,5 ga, 2,6-2,0 ga, um 1 ga und 600 ma (= Millionen Jahre). Diese Abfolge von Altersbereichen, die auch in vielen anderen Bereichen der europäischen Varisziden typisch ist, belegt, daß zumindest große Bereiche Mitteleuropas zum Superkontinent Gondwana gehörten. Gesteine des Superkontinents Laurasia (Laurentia-Baltica) ließen sich mit Zirkon- und anderen Altersgruppen in der Böhmisches Masse bisher nur untergeordnet am südöstlichen Rand, im Grenzbereich Moldanubikum/Moravikum, nachweisen.

Obige Alter geben nur indirekte Hinweise auf den Zeitpunkt der Einbettung dieser Zirkone in das Sediment. Lediglich die jüngsten detritischen Zirkone geben Aufschluß über das maximale Ablagerungssalter des entsprechenden sedimentären Wirtsgesteins. Danach dürfte die Sedimentation im oberen Vendium (Oberproterozoikum) begonnen haben und mehr oder weniger kontinuierlich bis mindestens ins Devon fortgedauert haben.

Auf der hier behandelten Geologischen Karte von Bayern werden Teilgebiete der Saxothuringischen Zone und der Moldanubischen Region erfaßt (s. Beil. 8). Die Moldanubische Region nach SUESS (1903) wird nach aktuellen geotektonischen Interpretationen unterteilt in Bohemikum und Moldanubikum sensu stricto (s. str.).

2.2 Saxothuringische Zone

Die Saxothuringische Zone bzw. das Saxothuringikum umfaßt in Bayern den Spessart bzw. den Kristallinen Vorspessart, den Frankenwald und das Fichtelgebirge. Der Spessart gehört zur Mitteldeutschen Kristallinschwelle, die den NW-Teil der Saxothuringischen Zone ausmacht. Die nicht metamorphen bis nur schwach metamorphen Sedimente des Frankenwälder Paläozoikums sind Teil des Kernbereichs des Saxothuringischen Beckens, das in mehrere SW-NE-streichende Sattel- und Muldenzonen unterteilt werden kann (von N nach S: Schwarzburger Sattel, Teuschnitz-Ziegenrück-Mulde, Berga-Sattel, Vogtland-Mittelsachsen-Mulde, Fichtelgebirge-Erzgebirge-Sattel, Hatzenreuth bzw. Waldsassen-Mulde). Die NE-streichenden Syn- und Antiklinalformen der Saxothuringischen Zone werden an prägnanten NW-streichenden, postvariskisch mehrfach aktivierten Störungszonen versetzt (z. B. Frankenwälder Querzone, Fränkische Linie).

Die Münchberger Masse, die zwar geographisch im Bereich der Saxothuringischen Zone liegt, bildet eine allochthone Einheit. Sie wurde vermutlich als Decke von SE aus dem Raum der Moldanubischen Region antransportiert.

Das Saxothuringische Becken umfaßt eine Sedimentabfolge mit Vulkaniteinschaltungen vom Jungpräkambrium (z. B. im Schwarzburger Sattel) bis zum Unterkarbon. Im saxothuringischen Becken können für den Einengungszeitraum (Schließung des Beckens im Unterkarbon) Sedimenteinträge aus einem südlichen Hinterland (moldanubisch bzw. barrandisch ?) vermutet werden, wobei ein nördliches Vorland als aktiver Kontinentalrand fungierte.

Die Gesteine des Saxothuringischen Beckens werden aufgrund ihrer unterschiedlichen faziellen Entwicklung in zwei Faziesbereiche (sich ändernde Schwellen- und Beckenräume in der zeitlichen Entwicklung) gegliedert:

- Thüringische Fazies
- Bayerische Fazies

Die als autochthon bzw. in Teilgebieten als parautochthon anzusehenden Gesteine der **Thüringischen Faziesreihe** bestehen aus kambrischen bis frühordovizischen Schelfablagerungen, die von spätordovizischen bis frühkarbonen, flachmarinen bis hemipelagischen Sedimenten und Intraplattenvulkaniten überlagert werden. Darüber folgen noch distale Flyschsedimente. Die in ihrem jetzigen Verbreitungsgebiet zum Teil als allochthon angesehenen Gesteine der **Bayerischen Faziesreihe** (FRANKE 1984) sind nach GANDL (1992) mit denen der Thüringischen Faziesreihe lateral wie vertikal verbunden. Dies spräche gegen einen Deckencharakter. Sie werden aufgebaut aus einer Abfolge von kambrischen bis frühordovizischen, klastischen, neritischen Sedimenten, die von einer ordovizischen Abfolge mit basischen und sauren Intraplattenvulkaniten und einigen Sandstein-Turbiditen überlagert werden. Darüber folgen im Silur und im Unterkarbon Kieselschiefer (Lydite) und eine proximale Flysch-Folge.

2.2.1 Kristalliner Vorspessart

Der Kristalline Vorspessart bzw. das Spessart-Kristallin ist ein Teil der SW-NE-streichenden Mitteldeutschen Kristallinschwelle, die den Nordwestteil der Saxothuringischen Zone bildet. Weitere Kristallinaufbrüche der sehr inhomogen aufgebauten Mitteldeutschen Kristallinschwelle neben dem Spessart-Kristallin sind das Odenwald-Kristallin (**Bergsträsser** und **Böllstein-Odenwald**), das **Ruhlaer Kristallin** und der **Kyffhäuser** sowie die Metamorphit-Vorkommen bei Albersweiler im Pfälzer Wald. Die Nordostfortsetzung des Spessart-Kristallins unter dem Deckgebirge ist in der Rhön durch Bohrungen belegt.

Das Spessart-Kristallin, das die nordöstliche Fortsetzung des Böllstein-Odenwaldes bildet, besteht hauptsächlich aus Gneisen und Glimmerschiefern mit Einschaltungen von Quarzit, Amphibolit und Marmor sowie wenigen nichtmetamorphen magmatischen Gesteinen. Es wird aufgrund seiner lithologischen Zusammensetzung in folgende Einheiten gegliedert (von S nach N):

- Quarzdiorit-Granodiorit-Komplex
(Prävariskischer magmatischer Intrusivkomplex mit endomagmatischen, basischen Einschlüssen, bei der variskischen Metamorphose deformiert sowie durch metablastische Umkristallisation und durch partielles Aufschmelzen umgewandelt)
- Elterhof-Formation
(Paragneise mit Einschaltungen von Marmor, Amphibolit, Hornblende-Gneis, Kalksilikatgesteinen und Graphit-Quarziten)
- Schweinheim (Haibach)-Formation
(Glimmerschiefer, teilweise mit quarzitischen Einschaltungen; der Haibach-Gneis, ein gleichkörniger Biotit-Gneis, nach neueren Untersuchungen als Metamagmatit anzusehen, mit einem Intrusionsalter von ca. 410 ma)
- Rotgneis-Komplex
(Orthogene Muskovit-Biotit-Gneise: ehemalige granitoide Intrusivgesteine mit einem Intrusionsalter von ca. 418 ma, zusammen mit den umgebenden Metapeliten variskisch metamorphisiert und verfaltet)

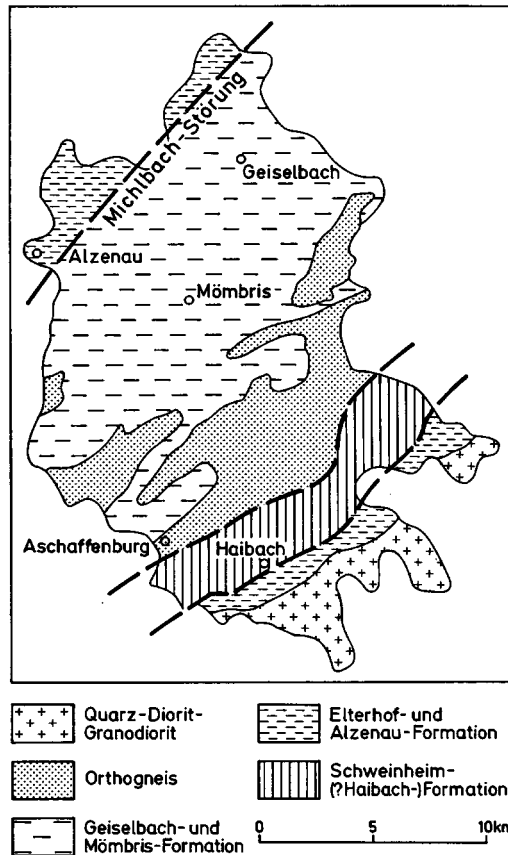


Abb. 2.2-1 Gliederung der Kristallineinheiten im Spessart nach HIRSCHMANN (1995).

- Mömbris-Formation
(Staurolith-führende Paragneise mit wenigen Einschaltungen von Kalksilikatgesteinen und Metapsammiten, in den oberen Abschnitten im Übergang zur Geiselbach-Formation mit mehreren Horizonten mit Quarziten und Metabasiten)
- Geiselbach-Formation
(Granat-führende Glimmerschiefer und Quarz-reiche Glimmerschiefer mit Serizit-Quarzit-Einschaltungen in den unteren Abschnitten)
- Alzenau-Formation
(Wechselagerung von Amphiboliten und Biotit-Gneisen mit Einlagerungen von Quarziten und Kalksilikatgesteinen)

Pteridophyten-Sporen aus einem Glimmerschiefer der Geiselbach-Formation belegen zumindest für Teilbereiche ein mittel- bis obersilurisches Sedimentationsalter. Die unteren Teile der Geiselbach-Formation und die Mömbris-Formation können eine ordovizische bis oberkambrische Sedimentabfolge darstellen, unter der Voraussetzung, daß eine normale stratigraphische Abfolge vorliegt. Diese Quarzite und Glimmerschiefer wurden teilweise mit den Frauenbach-Schichten parallelisiert. Lithologisch könn-

ten sie aber auch dem quarzitischen Niveau im Grenzbereich Kambrium/Ordovizium des Profiltyps a (Abb. 2.4-1) entsprechen (vgl. Kap. 2.4).

Für die aufgrund lithologischer Ähnlichkeiten und geochemischer Parallelen der Metabasite als möglicherweise zusammengehörig angesehenen Elterhof-Formation und Alzenau-Formation werden kambrische Sedimentationsalter diskutiert. Für die Schweinheim-Formation können ordovizische bis kambrische oder oberproterozoische Sedimentationsalter in Frage kommen.

Sowohl die Rotgneise als auch die Haibach-Gneise werden als ehemalige silurische granitoide Intrusiva angesehen. Sie besitzen geochemische Merkmale von S- und I-Typ-Graniten. Als tektonisches Setting für ihre Genese wird die Mischung von Mantel- und Krustenmaterial an einem konvergenten Plattenrand im Bereich eines Inselbogens diskutiert (OKRUSCH et al. 1995). Nach der geochemischen Zusammensetzung ist zumindest für Teile der Metabasite des Spessart-Kristallins eine Bildung im Milieu eines Inselbogens oder Inselbogen-Beckens (back-arc) am plausibelsten.

Die Gesteine des Spessart-Kristallins wurden während der variskischen Orogenese metamorph umgewandelt und deformiert. K-Ar-Mineralalter datieren die Metamorphose mit Werten um 318 bis 324 ma. Abgesehen von Teilbereichen mit schwacher retrograder Überprägung existieren keine Belege für eine polymetamorphe Entwicklung. Es dominiert eine amphibolitfaziale Mitteldruck-Metamorphose (570 bis 620°C und 5 bis 6,5 kbar) mit der Paragenese Staurolith + Biotit + Granat + Disthen/Sillimanit in den Metapeliten. Vom Zentralteil nach NW ist eine geringfügige Abnahme des Metamorphosegrades festzustellen. Nach dem strukturellen Aufbau ist das Spessart-Kristallin als eine NE-streichende, asymmetrische Sattelstruktur anzusehen mit einem steilstehenden Südostrand und einem flacheren Nordwestrand, die während der variskischen Orogenese durch NW-SE-gerichtete Einengung und Überschiebungen entstanden ist.

Literatur: HIRSCHMANN (1995), HIRSCHMANN & OKRUSCH (1988), OKRUSCH (1995), OKRUSCH et al. (1985), OKRUSCH et al. (1995), REITZ (1987), WEBER (1995 b), WEINELT et al. (1985).

2.2.2 Altpaläozoikum des Frankenwaldes

HUBERT MIELKE

Die folgende Darstellung lehnt sich an den Beitrag „Altpaläozoikum des Frankenwaldes“ von G. v. HORSTIG für die 3. Auflage der Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500 000 (1981) an.

Das Frankenwälder Paläozoikum gehört zur Thüringisch-Sächsischen Muldenzone. Neben einer bereichsweise ausgeprägten synsedimentären Tektonik sind diese Gesteine durch die jungvariskische, maximal anchimetamorphe Prägung gekennzeichnet. Im Frankenwald dominieren oberdevonische und unterkarbone Sedimente mit synsedimentärem Vulkanismus. Diese Ausbildungsform des Paläozoikums ist auch unter den Perm-Trias-Deckschichten Frankens weit verbreitet.

Das Schiefergebirge des Frankenwaldes setzt sich über die Landesgrenze in das thüringische Schiefergebirge und das des Sächsischen Vogtlandes fort. Die große Verwerfung der „Fränkischen Linie“ trennt es von dem mit mesozoischen Sedimenten überdeckten Bereich der Saxothuringischen Zone. Im SE ist die von Störungen begrenzte

Münchberger Masse vorgelagert. Die Grenze zum Fichtelgebirge bildet eine Störung, die aber nur im W auch Landschaftsgrenze ist.

Im Gebiet um Hirschberg ist eine Kontaktaureole durch einen in geringer Tiefe steckenden Pluton belegt, der die regional-anchimetamorphen devonischen Diabase überprägt.

Die Schichtenfolge des Frankenwälder Paläozoikums (Tab. 2.2-1) beginnt wahrscheinlich mit dem obersten Unterkambrium (vor etwa 540 ma) und endet in der variskischen Entwicklung im Unterkarbon. Die von WURM (1925) herausgestellte Faziesdifferenzierung in Gesteine mit normaler (**thüringischer**) Ausbildung und einer (**bayerischen**) Sonderentwicklung hält in wechselndem Ausmaß durch alle Formationen an, wobei beide Faziesräume einander ablösen können.

Das im Raum Erbdorf vorkommende nichtmetamorphe Paläozoikum ist „normal“, also thüringisch entwickelt.

Das Verbreitungsgebiet, die strukturelle Prägung und die sedimentäre Entwicklung der Bayerischen Faziesreihe sprechen nach BEHR et al. (1980), FRANKE (1984) und FRANKE et al. (1995) für einen Deckencharakter dieser Faziesreihe. Die Gesteine der Bayerischen Faziesreihe sind nach diesem Modell als Decken zusammen mit der Münchberger Masse von S fernüberschoben. Demgegenüber steht die Vorstellung von GANDL (1981, 1992), der aufgrund von faunistischen und lithologisch-faziellen Untersuchungen und festgestellten Faziesverzahnungen einen autochthonen Charakter annimmt und keine Belege für eine Ferndecke sieht.

Sedimente der bayerischen Flachwasser-Ausbildung bleiben auf den nordwestlichen und nordöstlichen Randbereich der Münchberger Masse beschränkt. Sie signalisieren für obigen Zeitraum eine lokale, fortwährende Hebungstendenz. Perioden verstärkter Hebung bewirkten Schichtlücken im Bayerischen Faziesraum, während die Sedimentation im Beckenbereich weiterlief.

Beide Faziesräume sind sowohl lateral als auch vertikal miteinander verknüpft. Vulkanismus ist in beiden Sedimentationsräumen nachgewiesen. Im bayerischen Flachwasser-Bereich wurde zusätzlich zu tuffitischen Ablagerungen gelförmige Kieselsäure exhalativ ausgeschieden (helle Kieselschiefer).

Thüringische Faziesreihe

Die Schichtfolge beginnt im Frankenwald mit den tiefordovizischen **Phycodenschichten**. Sie bestehen aus grauen, feinsandig gebänderten Tonschiefen (Phycodenschiefen) mit einer Mächtigkeit von mehreren hundert Metern. An der Obergrenze tritt häufig ein 20–40 m mächtiger, feinkörniger Quarzit auf (Phycodenquarzit). Von dem namengebenden Fossil (*Phycodes circinatum*) sind nur die charakteristischen Grabsuren bekannt.

Darüber liegen dunkel- bis schwarzgraue Tonschiefer, die wegen der in Thüringen verbreiteten Verarbeitung **Griffelschiefer** genannt wurden. Auf bayerischem Gebiet überwiegt die Ausbildung als **Dachschiefer**. Unter und über diesen Schiefen treten flachlinsige Erzhorizonte auf. Der Untere Erzhorizont besteht aus Quarz, Thuringit und Magnetit und schwankt in seiner Mächtigkeit zwischen 1 und 2 Metern. Der Obere Erzhorizont ist nur örtlich zur Ausbildung gekommen, gleicht aber mit Ausnahme einer stärker thuringitbetonten Zusammensetzung dem unteren. Der im Hangenden

Tabelle 2.2-1: Stratigraphie des Frankenwälder Paläozoikums

Mio. Jahre	Periode	Thüringische Faziesreihe	Bayerische Faziesreihe
333	Karbon (c) Ob. (co) Unter- (cu)	Teuschnitzer Schichten (Grauwacke, Tonschiefer) 5-25 m	Grauwacken-Tonschiefer-Serie 1200 m
		Lehestner Schichten (Tonschiefer, Grauwacke, Quarzit, Konglomerat) 100-400 m	Kieselschiefer-Breccie, ca. 5-15 m Kohlenkalk, Konglom. 12-100 m Tonschiefer
363	Devon (d) Ober-	Bunte Tonschiefer, tuffitische Grauwacke ca. 500 m	Kieselschiefer-Serie
377		Flaserkalk, Kalkknollenschiefer, Diabas, Diabastuff ca. 200 m	Flaserkalkstein, Diabas 35 m ↑
386	Devon (d) Mittel- Unter-	Tentaculitenschiefer, 225 m Tentaculitenkalk 30 m	Kieselschiefer-Serie 250 m ↓
409	Silur (s)	Graptolithenschiefer (Tonschiefer u. Lydit) 15 m	Graptolithenschiefer 40 m
		Ockerkalk 15-30 m	Orthoceratenkalk ca. 9 m
439	Ordovizium (o) Ob. (og) Unteres (o)	Lederschiefer 30-80 m Hauptquarzit 150 m Griffelschiefer 125 m	Döbra-Sandstein 40 m
464		Phycodenquarzit ca. 1100 m Phycodenschiefer	Randschiefer-Serie (Diabas, Keratophyr)
510		Frauenbachschichten ca. 500 m	Leimitzschiefer 45 m
517	Kambrium (cb) Ober- Mittel-	?	?
		?	Bergleshof-Schichten 75 m Lippertsgrüner Schichten 80 m Triebenreuther Schichten Wildensteiner Schichten 180 m Galgenberg-Schichten
536	Kambrium (cb) Unter-	?	Tiefenbach-Schichten ? ca. 300 m ?
570			

folgende **Hauptquarzit** zeichnet sich durch eine Wechsellagerung grauer, feinkörniger Quarzsandsteine aus. Eine sehr gleichmäßige Ausbildung besitzen die das höhere Ordovizium abschließenden feinsandigen und glimmerigen Tonschiefer, der sogenannte **Lederschiefer**. Diesem sind feinkörnige Quarzitzerölle eingestreut.

Das Silur beginnt mit dem schwarzen **Graptolithenschiefer** als einer typischen Wechsellagerung von schwarzen Lyditen mit schwarzen bituminösen Tonschiefern („Alaunschiefer“). Hier besteht kein Unterschied zur Bayerischen Faziesreihe. Typisch ist dagegen der nur örtlich in der Mitte auftretende Ockerkalk, ein fossilfreier, mittelgrauer Kalkstein, der sich durch Verwitterung rostbraun verfärbt (Fe-Gehalt).

Das Unterdevon ist im Frankenwald nur lokal und geringmächtig ausgebildet. Es besteht aus dem **Tentaculitenkalk**, einem dunkelgrauen, schwach tonig geflasterten Kalkstein, der sich nur durch die Fossilführung eindeutig vom oberdevonischen Flaserkalk unterscheiden läßt. Weiter verbreitet ist der darüberliegende **Tentaculitenschiefer** (höheres Unterdevon bis Mitteldevon). Diese grauen, gelben oder auch roten Tonschiefer spalten meist uneben-dünnplattig auf (dachschieferartig), bei Transversalschieferung auch splitterig bis griffelig. Unregelmäßig eingelagerte Schichten aus feinkörnigem Quarzit (Nereitenquarzit) bilden nicht selten Strömungsmarken ab.

Bestes Erkennungsmerkmal der Tentaculitenschiefer sind die in mm-Größe oft massenhaft auftretenden, glatten Styliolinen und die 6 mm langen, gerippten Tentaculiten.

Das Oberdevon beginnt in der Manticoceras-Stufe mit einem mächtigen Diabas-Vulkanismus (Diabase verschiedener Körnung, Diabastuff, Diabastuffbreccie, Pikrit). Darüber liegen in kleineren Teilbereichen Flaserkalk und Kalkknollenschiefer, die von schwarzem Tonschiefer und Grauwacken oder von buntem Tonschiefer überlagert werden.

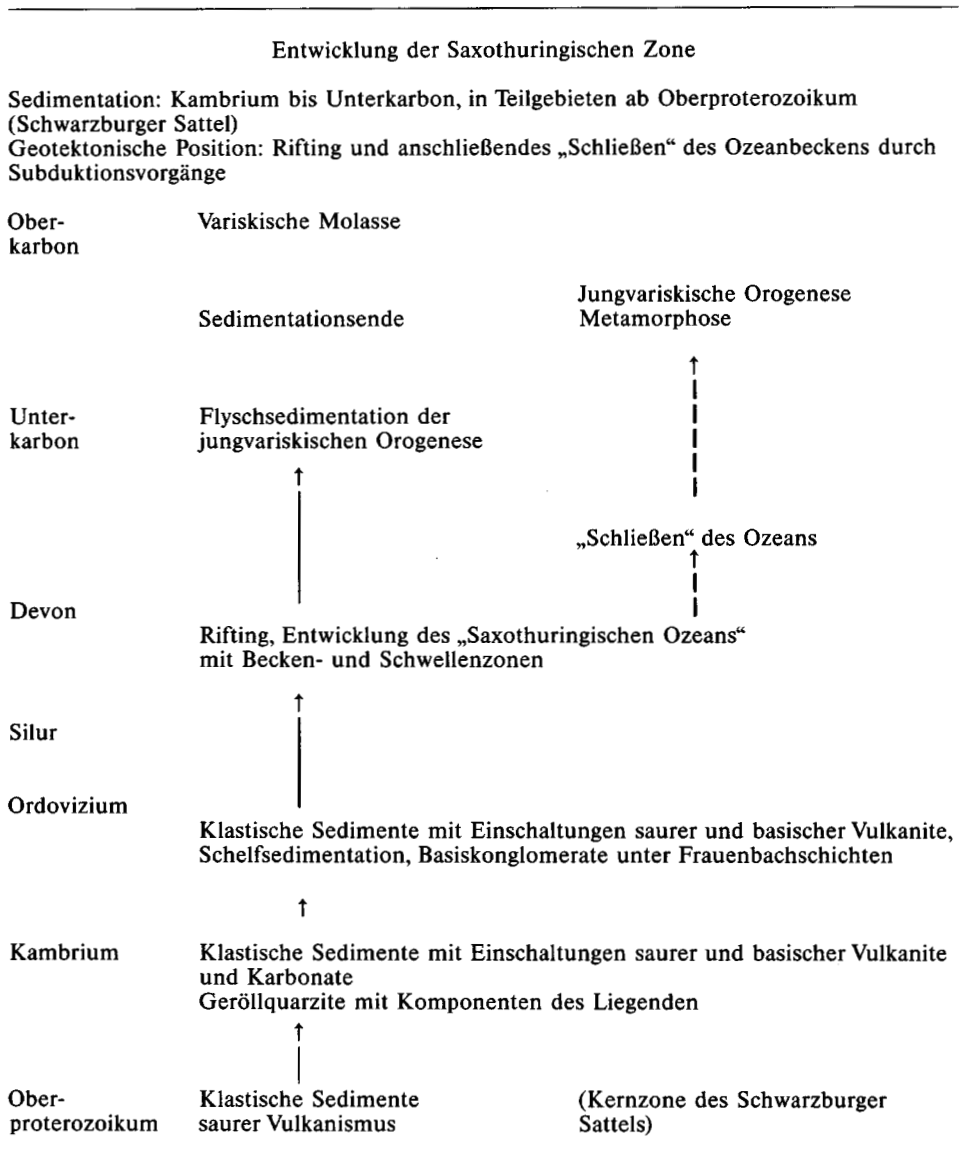
Das Unterkarbon (Dinantium) schließt ohne größere Schichtlücke an das Oberdevon an. Es beginnt mit mächtigen Dachschiefern, über welchen der Untere schwarze **Bordenschiefer**, der **Wetzsteinquarzit** und das **Wurstkonglomerat** folgen. Die Oberen Bordenschiefer und Dachschiefer schließen die untere Folge des Unterkarbons ab (**Lehestener Schichten**). Die darüberliegenden Unteren **Teuschnitzer Schichten** bestehen aus einer Wechsellagerung von grober Grauwacke und Tonschiefer. In den Oberen Teuschnitzer Schichten (mit dem Teuschnitzer Konglomerat an der Basis) überwiegen die Grauwacken, ein Vorzeichen der nahen Faltung im ausgehenden Visé.

Gesteine oberkarbonen Alters ließen sich bisher nicht nachweisen. Wahrscheinlich war der Frankenwald zu dieser Zeit Festland. Erst das Untere Rotliegend ist durch eine mächtige Schichtfolge vertreten.

Bayerische Faziesreihe

Das Frankenwälder Kambrium besitzt eine zwischen 500 und 1000 m geschätzte Mächtigkeit und gehört überwiegend dem Mittelkambrium an. Es beginnt mit einer faunistisch nicht einstuftbaren Tonschiefer-Sandstein-Folge, den **Tiefenbach-Schichten**, die als oberstes Unterkambrium angesehen werden können (SDZUY 1972, LUDWIG 1969). Das Mittelkambrium ist sowohl faunistisch (WURM 1925, 1961; SDZUY 1972, 1986) als auch lithologisch (LUDWIG 1969) **gegliedert. Es beginnt mit den Galgenberg-Schichten** (Sandstein und Tonschiefer-Sandstein-Wechselfolge, z. T. karbonatisch und limonit-

Tabelle 2.2-2: Geologische Entwicklung des Fichtelgebirges und des Frankenwaldes



tisch, Geröllquarzit), die zusammen mit den **Wildensteiner Schichten** (Sandstein und Tonschiefer, z. T. mit Kalkknollen) zu den **Pressecker Schichten** zusammengefaßt werden. Die darüberliegenden **Triebenreuther Schichten** sind durch vulkanische Breccien, Konglomerate, tuffitische Arkosen und kieselige Schiefer ausgezeichnet. In den **Lipbertsgrüner Schichten** herrschen Tonschiefer mit Kalkknollen vor, die nach oben in die sandigen Tonschiefer und Wechselfolge mit Sandstein (z. T. karbonatisch-limonitisch) der **Bergleshof-Schichten** übergehen. Oberkambrische Schichten sind im Frankenwald nicht nachgewiesen (Festlandszeit ?).

Auch im untersten Ordovizium (Tremadoc) deuten die geringmächtigen **Leimitzschiefer** auf eine begrenzte Sedimentation. In der Folge kam es jedoch zu einer mächtigen Sedimentation von bunten Tonschiefern der **Randschiefer-Serie** (Arenig-Caradoc), die vom **Döbrasandstein** abgeschlossen wird (Ashgill). Die tonige Sedimentation wird von einem Diabas-Keratophyr-Magmatismus begleitet.

Das Silur (**Graptolithenschiefer**) unterscheidet sich von dem der Thüringischen Faziesreihe nur durch geringere Mächtigkeiten. Der Ockerkalk wird durch den rotfleckigen **Orthoceratenkalk** vertreten.

Im Devon ist neben der Kalkfazies (im Unter- u. Oberdevon) vor allem die **Lyditfazies** charakteristisch. Sie knüpft an das lyditreiche Silur, reicht bis in das höhere Oberdevon und ist einige 100 Meter mächtig. Den rötlichen, grünlichen, grauen und schwarzen Lyditen sind bunte Tonschiefer und kieselige Schiefer zwischengeschaltet. Der Diabasmagmatismus ist nicht so umfangreich wie in der Thüringischen Faziesreihe, der Flaserkalk auf kleinere Vorkommen beschränkt.

Das Unterkarbon (Dinant) beginnt mit einer Tonschieferserie (überwiegend sandflaseriger Tonschiefer). Die darüberliegende Folge zeichnet sich durch mehrere Konglomerathorizonte aus. Zwischen den beiden unteren (**Kieselschieferbreccie** und Gneis-führendes Konglomerat) und den beiden oberen Horizonten befindet sich der bitumenreiche **Kohlenkalk**. Den Abschluß bildet die mächtige **Grauwacken-Tonschiefer-Serie**, deren flyschoider Charakter die Unruhe des Meeresbodens anzeigt, das Vorzeichen der nahen jungvariskischen Gebirgsbildung. Die Hauptfaltung erfolgte im höchsten Unterkarbon (Sudetische Phase).

Auch in Zusammenhang mit der Bayerischen Faziesreihe ließen sich bisher keine Gesteine oberkarbonen Alters nachweisen. Zu dieser Zeit war das variskische Gebirge aus dem Meer herausgehoben.

Im Zusammenhang mit der spätvariskischen Bruchtektonik steht die Bildung erzführende Mineralgänge und die Platznahme von Lamprophyren (Gangdiabase).

Literatur: BEHR et al. (1980), BRAND (1980), FALK et al. (1995), FRANKE (1984), FRANKE et al. (1995), GANDL (1981, 1989, 1992), MAYER (1995), REITZ (1991), REITZ & HEUSE (1994), WURM (1925, 1961).

2.2.3 Fichtelgebirge

Das Fichtelgebirge wird in weiten Bereichen von jungvariskischen, meist postdeformativen Graniten durchsetzt. Über seine lithologische Erstreckung nach W unter dem Deckgebirge ist nur wenig bekannt. Möglicherweise entsprechen ihm mittel- bis niedrig metamorphe Kristallin-Aufbrüche im Rotliegend-Bereich von Baden-Baden. Ein weiteres Indiz einer nach W gerichteten Fortsetzung der Fichtelgebirgszone sind Quar-

zit-Fragmente und -Gerölle im Lias in der Nähe von Schwäbisch Gmünd. Sie gleichen quarzitischen Einlagerungen der ordovizischen Phycoden-Schichten des Fichtelgebirges.

Der geologische Begriff „Fichtelgebirge“ umfaßt auch die Landschaftsräume des Steinwaldes und des Waldsassener Schiefergebirges. Nach SW bildet der Abbruch der Fränkischen Linie die Grenze. Im SE wird das Fichtelgebirgs-Saxothuringikum durch die sogenannte **Erbendorfer Linie** begrenzt, die auf der Geologischen Karte 1:200 000 Blatt Bayreuth festgelegt wurde. Nach FRANKE et al. (1995) ist dieser SE-Rand des Saxothuringikums durch eine Zone mit dextraler Transpression, verbunden mit NW-gerichteter Überschiebung gekennzeichnet, die sich im NW des aktiven Randes der Moldanubischen Region gebildet hatte. Nach STETTNER (im Druck) wurde das Moldanubikum an der Erbendorfer Linie um einige km herausgehoben und in einer zweiten Phase durch eine Seitenverschiebung dextral versetzt. BEHR (1992) interpretiert die Saxothuringikum/Moldanubikum-Grenze als Ergebnis einer schiefen Kollision von Terranes (Bohemikum gegen Saxothuringikum). In einem Transpressionsmodell von WEBER (1992) wird eine W-gerichtete Überschiebung von Bohemikumkruste auf Moldanubikum postuliert und anschließend deren gemeinsame Überschiebung auf Saxothuringikum.

Fossil belegtes Paläozoikum existiert im Fichtelgebirge selten. Die stratigraphische Einstufung erfolgte meist nach lithologischen und tektonischen Kriterien. Dementsprechend oft wechselte auch die Deutung der Altersstellung der Kernzone des Fichtelgebirges.

Nach dem derzeitigen Kenntnisstand bilden die Metasedimenteinheiten des Fichtelgebirges eine großräumige Sattelstruktur. Dementsprechend werden die ältesten Schichtglieder (Kambrium ?) mit Metagrauwacken (ehemals sandig-tonigen, gut geschichteten Folgen mit Einschüben salinärer Schichtglieder sowie dolomitischer Gesteine) und Metabasiten im zentralen Fichtelgebirge angetroffen. Jüngere, vermutlich dem oberen Kambrium und Ordovizium zugerechnete Schichtglieder folgen in den peripheren Bereichen. Das vermutliche Kambrium umfaßt Metapelite, Quarzite, eine Graphit führende Folge, ehemalige Kalke und Dolomite. Zwischengeschaltet sind überwiegend basische Metavulkanite. Diese Metabasite besitzen geochemische Merkmale von tholeiitischen Intraplattenbasalten. Diese Abfolge entspricht teilweise der v. GAERTNERSchen **Arzberger Serie**.

Metalaterit, vergesellschaftet mit nach neuen Altersdatierungen ordovizischen, sauren Metatuffiten (**Wunsiedler Gneis**, Teil der Epigneise), Quarziten und Geröllquarziten, leitet das Ordoviz ein. Die Geröllquarzite enthalten überwiegend Quarz-Komponenten aus aufgearbeiteten ehemaligen sauren Tuffiten sowie Turmalin- (Dravit-)Fels-Fragmente aus wahrscheinlich ehemals salinaren Gesteinen des Fichtelgebirgskernbereichs. Mit dem metalateritischen, aluminium-, mangan-, zink- und titanreichen Niveau endet das Vorherrschen des basischen Vulkanismus.

Das Umlaufen der Schichtausbisse im Fichtelgebirgskernbereich ist durch tektonische Verstaltungen und durch die Graniteinschübe zwar gestört, läßt sich jedoch an Hand der Metakarbonate noch gut erkennen.

Das darüber folgende Ordoviz entspricht der normalen Thüringischen Faziesentwicklung. Es folgen Geröllarkosen (Feldspatdetritus und Quarzgerölle bis 2 cm sowie Phosphoritkomponenten). Diese Geröllarkosen leiten die Ablagerung vorwiegend

sandiger Schichtglieder (**Frauenbach-Gruppe**) ein, die im Hangenden wieder von sandig-tonigen Ablagerungen der **Phycoden-Gruppe** abgelöst werden, deren Feinbänderung auf periodisch sich verändernde Sand-Ton-Ablagerungen zurückgeht (Flachwasser- und/oder Wattsedimente). Sie können das „Leitfossil“ *Phycodes circinatum*, ehemalige Wurmspuren, enthalten. Ihnen zwischengeschaltet sind wieder saure Tuffite. In den tieferen Abschnitten der **Phycoden-Schichten** sind Albit-Phyllite angesiedelt. Sie unterscheiden sich chemisch von Albit-Phylliten des lateritischen Niveaus durch geringere Al-, Ti-, Mn- und Zn-Gehalte. Das mittlere und höhere Ordovizium ist mit blaugrauen, hier meist schwach phyllitischen **Dachschiefern** und **Griffelschiefern (Gräfen-thaler Gruppe)** nur sehr geringmächtig entwickelt (z. B. im Kern der Hatzenreuther bzw. Waldsassener Mulde). Am Nordwestrand des Fichtelgebirges werden die Gräfen-thaler Schiefer durch eine NE-streichende Störung abgeschnitten.

Im Bereich der kambrischen Gesteine sowie der Frauenbach- und Phycoden-Gruppe sind metamorphe, saure, leukokrate Gesteine eingelagert, die vielfach mit dem Namen „**Epigneis**“ bezeichnet wurden. Hierbei handelt es sich zum einen um saure Metavulkanite, die als Extrusiva bzw. subvulkanische Intrusiva gebildet wurden und zum anderen um Metaarkosen. Ferner kann die Existenz von Metagranitoiden nicht zweifelsfrei ausgeschlossen werden.

Im Fichtelgebirgsantiklinorium dominiert eine jungvariskische Metamorphose unter niedrigen bis mittleren Druckbedingungen und Temperaturen bis maximal 650°C (NP/HT-Metamorphose). Das Alter dieser Metamorphose mit ca. 320 ma ist durch konkordante Monazite bestimmt. Diese Niederdruck-Metamorphose ist älter als die Kontaktwirkung der nach radiometrischen Datierungen nahezu zeitgleich intrudierten Granite und jünger als eine im Zentralteil reliktsch erhaltene Metamorphose unter Nieder- bis Mitteldruckbedingungen (evtl. frühvariskisch oder kaledonisch). Dieses ältere Metamorphosestadium überstreicht den epizonalen bis mesozonalen Bereich und kulminiert über Chloritoid in der Staurolith-Almandin-Andalusit (\pm Sillimanit)-Zone, entsprechend Temperaturen von 580–640°C bei Drucken zwischen 3,5 und 5,5 kbar. Die Temperatur-Isograden steigen von SW nach NE an, wobei Temperatursprünge längs Störungen auftreten. Durch die bei der Durchbewegung erfolgte Rotation der Leitminerale lassen sich die Neubildungen der Regionalmetamorphose leicht von kontaktmetamorphen Neubildungen der Granitintrusionen ohne Durchbewegungsspuren unterscheiden.

Der Südostteil des Fichtelgebirgsantiklinoriums, das **Waldsassener Schiefergebirge**, ist durch eine prograde Metamorphose bestimmt, die in der Hatzenreuther Mulde mit der Chlorit-Zone beginnt und im Südteil der Stiftsberge die Sillimanit-Muskovit-Zone erreicht (P/T-Bereich: 3,7 kbar/500°C und 2,3 kbar/600°C). Diese jungvariskische Niederdruck-Hochtemperatur-Metamorphose setzt sich prograd kontinuierlich ins südlich anschließende Moldanubikum fort.

Weit verbreitet sind retrograde Umwandlungen, durch die die Indexminerale der aufsteigenden Regionalmetamorphose bis auf kleine Reste zu Hellglimmer und Chlorit abgebaut wurden. Der in der Literatur oft als „seicht epizonal“ angegebene Überprägungszustand der Gesteine des Fichtelgebirges ist z. T. auf diese jüngeren, niedriger temperierten Umwandlungsprodukte zurückzuführen. Eine genaue zeitliche Einstufung dieser letzten Mineralumbildungen in bezug auf die Granitintrusionen ist bis jetzt nicht gelungen.

Die **Kontaktwirkung der Granite** ist meist gering. Falls nachweisbar, erfaßt sie die regionalmetamorph gebildeten Indexminerale des aufsteigenden und des absteigenden Ablaufs. Es wird überwiegend Sillimanit und Cordierit neu gebildet. Bei Marktredwitz existiert eine Kontaktmetamorphose durch einen Gabbrodiorit-Diorit-Granodiorit-Komplex (Redwitzit) in regionalmetamorphen Metapeliten, diese kulminiert in der Pyroxen-Hornfels-Fazies.

Die Gesteine des Fichtelgebirgsantiklinoriums sind polyphas deformiert. Vielfach sind noch Sedimentstrukturen erhalten. Eine Diskordanz zu einem präkambrischen Basement ist nicht nachzuweisen. Der dominierende Faltenbau ist überwiegend SW-NE gerichtet (F3-Falten in der Deformationsabfolge nach STEIN 1988). Die Anlage von lokal ausgeprägten NW-SE- bis N-S-streichenden Achsen erfolgte z. T. bereits im semi-duktilen Stadium (F4-Falten in der Deformationsabfolge nach STEIN 1988).

Nordwestlich von Erbdorf treten in einer Grabenscholle im Bereich der Fränkischen Linie die paläozoischen Sedimente der **Thüringischen Faziesreihe** des Saxothuringikums auf („**Erbendorfer Paläozoikum**“: Ordoviz bis Unterkarbon). Diese Gesteine zeigen eine geringere metamorphe Beanspruchung als die nach NE anschließenden Einheiten des Fichtelgebirges. Möglicherweise kann dies durch einen Schuppenbau innerhalb der Saxothuringikum-Einheiten erklärt werden, wobei das Erbdorfer Paläozoikum eine strukturell höhere Position in jungvariskischer Zeit eingenommen hatte.

Literatur: BEHR (1992), BLÜMEL (1995a), FRANKE et al. (1995), v. GAERTNER (1942, 1951), MIELKE (1985), MIELKE et al. (1979, 1980), RASCHKA (1967), STETTNER (1972, 1981, im Druck), STEIN (1988), TEUFEL (1988), WEBER (1992).

2.3 Moldanubische Region

Die Moldanubische Region nach SUESS (1903) ist sehr komplex aufgebaut. Sie umfaßt große Areale mit vorwiegend Paragneisen und Zonen mit gehäuftem Auftreten von Metabasiten, leukokraten Orthogneisen und Metakarbonaten. Im Gebiet des böhmischen Barrandiums lagern nichtmetamorphe altpaläozoische Sedimente und Vulkanite diskordant über jungpräkambrischen Einheiten. In variskischer Zeit sind vielfach granitische Plutone in die metamorphen Gesteine intrudiert.

Über die Untergliederung und stratigraphische Stellung der metamorphen Einheiten der Moldanubischen Region bestehen unterschiedliche Vorstellungen. Vorschläge der Untergliederung in eine brioverische und eine moldanubische Hauptgruppe, verbunden mit der stratigraphischen Einordnung des Brioveriens im Hangenden des Moldanubikums, aufgrund unterschiedlicher Lithologie, Gefügeprägung und Metamorphose wurden nicht allgemein übernommen, da sie unter anderem auch geochronologischen Daten widersprachen. In den letzten Jahren hat sich eine Untergliederung der Moldanubischen Region in **Bohemikum** und **Moldanubikum** sensu stricto weitgehend durchgesetzt (s. Beil. 8). Ausschlaggebend für die Aufteilung sind voneinander abweichender lithologischer und stratigraphischer Aufbau sowie die unterschiedliche strukturelle und metamorphe Entwicklung.

Charakteristisch für das Bohemikum oder, plattentektonisch ausgedrückt, das bohemische Terrane ist eine ozeanische Krustenentwicklung in einem oberproterozoischen

bis altpaläozoischen Riftbecken mit meist basischen Vulkaniten und überwiegend klastischen Sedimenten. Im Barrandium der Prager Mulde endet die frühpaläozoische Sedimentation im Oberdevon. Cadomische und akadische (unter- bis mitteldevonische) Metamorphosealter sowie mittelordovizische bis kambrische Gabbro- und Granitintrusionen belegen eine komplexe Entwicklungsgeschichte.

Das Bohemikum beinhaltet das teilweise metamorphe böhmische Tepla-Barrandium einschließlich des nicht metamorphen Altpaläozoikums. Aufgrund lithologischer und tektonometamorpher Ähnlichkeiten mit dem Westteil des Tepla-Barrandiums, der sogenannten Zone von **Tepla-Domazlice** (ZTD) (teilweise existiert in der Literatur auch die Schreibweise „Zone von Tepl-Taus (ZTT)“) werden die als Decken angesehenen Gebiete der Zone von **Erbendorf-Vohenstrauß** (ZEV) und Münchberger Masse (MM) dem Bohemikum zugerechnet.

Im **Moldanubikum s. str.** bzw. im moldanubischen Terrane dominieren vor allem im bayerischen Anteil Gebiete mit einer monotonen grauwackenpelitischen Abkunft („Monotone Gruppe“ = vorwiegend Paragneise mit Kalksilikateinlagerungen) mit wenigen Einschaltungen von ehemaligen basischen und sauren Magmatiten. Die Sedimentation dieser Abfolge erfolgte an einem ehemaligen passiven Kontinentalrand. Daneben existieren Zonen mit einer sogenannten bunten Abfolge („Bunte Gruppe“ = Paragneise mit Amphiboliten, Marmor, leukokraten Gneisen, Graphiteinlagerungen), die als ehemalige vulkano-sedimentäre Abfolgen anzusehen sind. Die Sedimente dürften höchstwahrscheinlich oberproterozoischen bis altpaläozoischen Alters sein. Ein präkambrisches kristallines Basement im moldanubischen Terrane ist bisher nur durch frühproterozoische I-Typ-Granitoide aus der Drosendorf-Einheit (Dobragneis und granitoider Orthogneis Südböhmens) nachgewiesen.

Über die Beziehungen zwischen moldanubischer und bohemischer Kruste bestehen noch viele offene Fragen. So ist bisher unklar, ob die Vorkommen von Eklogit- und Granulit-faziellen Gesteinen innerhalb der weitgehend monotonen, niederdruckmetamorphen Paragneise als bohemische Deckenreste anzusehen sind (z. B. Winklarn und weitere kleine Vorkommen in der Oberpfalz). Weiterhin existieren verschiedene Auffassungen über die Kontaktverhältnisse zwischen Bohemikum und Moldanubikum s. str. Ob Bohemikumkruste von E auf Moldanubikum überschoben worden ist oder ob eine Subduktion von bohemischer Kruste unter moldanubische Kruste (Kontinentalbereich) und anschließend eine Rücküberschiebung nach E bzw. NE von Bohemikum auf Moldanubikum erfolgte, ist bisher nicht zu klären.

Geographisch gesehen umfaßt die Moldanubische Region in Bayern den Oberpfälzer Wald, den Regensburger Wald, sowie den Bayerischen und Passauer Wald.

2.3.1 Bohemikum

Im bayerischen Anteil der hier vorgestellten Geologischen Karte gehören zum Bohemikum die **Münchberger Masse** (MM), die **Zone von Erbendorf-Vohenstrauß** (ZEV) und die **Gabbroamphibolitmasse** von Neukirchen b.Hl. Blut (GAM), die den **Südteil der Zone Tepla-Domazlice** (ZTD) bildet (**Abb. 2.1-1**). Die **Erbendorfer Grünschiefer-Zone** (EGZ) wird als ein basaler Teil des ZEV-Komplexes interpretiert und nachfolgend diskutiert. Die Bohemikum-Einheiten stehen im tektonischen Kontakt zu den angrenzenden saxothuringischen und moldanubischen Serien.

Eine ähnliche lithologische Zusammensetzung (Gneis-Metabasit-Abfolge), die zeitgleiche mitteldruckmetamorphe Prägung vor 380 bis 400 ma und Relikte einer HP-Metamorphose sowie zeitgleiche mittelordovizische bis kambrische Intrusionsalter für die Ausgangsgesteine der Metagabbros sind Kriterien für die Zuordnung zu einer gemeinsamen Einheit. Gleichzeitig ist jedoch zu berücksichtigen, daß die Metabasite der MM und der ZEV geochemische Unterschiede aufweisen. In der ZEV dominieren tholeiitische Metabasite, dagegen überwiegen in Teilbereichen in der MM kalkalkalische Metabasite.

Die MM und die ZEV werden in ihrem jetzigen Anschnittniveau als allochthone Deckeneinheiten angesehen. Die Münchberger Masse liegt im Bereich des Frankenkammer Paläozoikums tektonisch isoliert in einer lineamentartigen Zone nahe dem Südostrand der Thüringisch-Sächsischen-Muldenzone.

Diese Bohemikum-Einheiten sind durch Gneis-Metabasit (Metagabbros und Metavulkanite)-Abfolgen gekennzeichnet. Das Alter der sedimentären Ausgangsgesteine der Paragneise ist nicht eindeutig geklärt. Eine oberproterozoische bis kambroordovizische Sedimentation mit Vulkaniteinschaltungen erscheint am plausibelsten. Der Nachweis von unterdevonischen Mikrofossilien in Proben der KTB konnte bei einer mikropalynologischen Neubearbeitung nicht bestätigt werden. Generell auszuschließen ist es jedoch nicht, daß ehemalige unterdevonische bis silurische Sedimente am Aufbau des ZEV-Kristallins beteiligt sind, da bei der komplexen tektonischen Geschichte dieser Einheit Einschuppungen von Unterdevon- bzw. Silur-Einheiten in ein bereits kambroordovizisch metamorph geprägtes Kristallin und eine anschließende gemeinsame Mitteldruckmetamorphose möglich wären. Fossilbelegtes und damit biostratigraphisch abgesichertes Präkambrum in den bayerischen Bohemikum-Einheiten ist derzeit nur aus dem Randbereich des Münchberger Massivs (Prasinit-Phyllit-Serie bei Schwarzenbach/Saale und Sparneck) bekannt. Die Phyllite beinhalten ein Acritarchenspektrum, das für eine Einstufung ins Oberproterozoikum (Vendium) spricht.

Für Metamagmatite der Bohemikum-Einheiten liegen kambroordovizische Kristallisationsalter (Intrusionsalter) vor. Die Gabbros der ZEV besitzen oberkambrische bis mittelordovizische Intrusionsalter. Aus der Hangend- und Liegend-Serie der Münchberger Masse existieren ebenfalls kambroordovizische Protolithalter (ca. 480 bis 525 ma) für Metagabbros, Metagranitoide und Eklogite. Im Südteil der ZTD wurden Kristallisationsalter für den Stod-Granodiorit von 483 ma und für den Mracnice-Trondhjemit von 523 ma bestimmt. Als Kristallisationsalter für den Protolith eines Gabbroamphibolits am Blätterberg bei Furth i. W. ist ein U-Pb-Zirkonalter von ca. 511 ma anzusehen.

Für die letzte regionalmetamorphe Prägung dieser Einheiten wurden Alterswerte um 380 bis 430 ma bestimmt. Aufgrund radiometrischer Mineralalter um 370 bis 380 ma (akadische Phase) ist das Ende der metamorphen Prägung dieser Gesteine mit der Heraushebung und Abkühlung unter 350 bis 300°C datiert. Die Randbereiche dieser Einheiten können noch von der jungvariskischen Metamorphose beeinflußt sein (radiometrische Alterswerte um 330 bis 320 ma).

Literatur: GEBAUER & GRÜNENFELDER (1979), FRANKE et al. (1995 a), HEUSE & REITZ (1994), PFLUG & PRÖSSL (1991), v. QUADT (1990, 1994), REITZ & HÖLL (1988), SÖLLNER et al. (1981 a, 1981 b), STOSCH & LUGMAIR (1990), WALTER & KRENTZ (1994), ZULAUF et al. (1995).

2.3.2 Münchberger Masse

Die Münchberger Masse liegt in einer NE-SW-streichenden Zone, die sich bis zur Elbtalzone verfolgen läßt (Abb. 2.1-1). Diese Zone wird gekennzeichnet durch Ausbisse mittel- bis hochdruck-metamorpher Klippen, die von niedrig- bis anchimetamorphen Gesteinen umrahmt werden. Von SW nach NE folgen aufeinander die Münchberger Masse (MM) sowie das Wildenfelser und das Frankenberger Zwischengebirge. Der Deckenstapel der **Münchberger Masse** wird von unten nach oben aufgebaut aus:

- Prasinit-Phyllit-Serie
- Randamphibolit-Serie
- Liegend-Serie
- Hangend-Serie

Der Deckenstapel der Münchberger Masse zeigt damit eine inverse metamorphe Abfolge. Die am schwächsten metamorphe, grünschieferfaziell geprägte Prasinit-Phyllit-Serie befindet sich im unteren Teil des Deckenstapels, die hochdruckmetamorphen Eklogite in der Hangend-Serie treten in der obersten Einheit des Deckenstapels auf.

Die **Prasinit-Phyllit-Serie** besteht aus einer metamorphen vulkano-sedimentären Abfolge (Laven, Tuffe, Sedimente). Metamorphe kalkalkalische, basische und intermediäre Vulkanite (Prasinite) wechsellagern mit metamorphen tonigen bis sandigen Sedimenten (Phyllite). An der Grenze zur Randamphibolit-Serie sind gehäuft Serpentin-Körper (teilweise vertalkt) verbreitet. Frühere Einstufungen ins Ordovizium aufgrund lithologischer Ähnlichkeiten mit der Bayerischen Faziesreihe konnten durch mikropalynologische Untersuchungen widerlegt werden. Acritarchenspektren in Phylliten aus den Vorkommen Steinbruch Scheruhn/Schwarzenbach a. d. Saale und Sparneck belegen ein jungpräkambrisches Alter (unteres Vendium) für diese Gesteine. Als Entstehungsraum für die Gesteine der Prasinit-Phyllit-Serie kann aufgrund der Metavulkanitzusammensetzung eine Inselbogenentwicklung angenommen werden. Das Ende der Metamorphose in den Phylliten wird durch K-Ar- Muskovitalter von 370 ma datiert.

Die **Randamphibolit-Serie** besteht aus massigen, gebänderten und schiefrigen Amphiboliten mit einem tholeiitischen Chemismus. Teilweise existieren Karbonat-Einschaltungen. Die Amphibolite sind bereichsweise retrograd grünschieferfaziell überprägt. K-Ar-Mineralalter von Hornblenden variieren um 380 bis 400 ma.

In der **Liegend-Serie** überwiegen ehemalige tonig-sandige Sedimente (Tonschiefer, Grauwacken, Sandsteine, teilweise Graphit-führend), in die an der Wende Kambrium-Ordovizium Gabbros und Granitoide intrudiert sind. Die Gesteinsserien sind inhomogen deformiert, so daß teilweise noch prämetamorphe Reliktgefüge vorliegen (z. B. Metagabbros). In den Paragneisen sind Hochtemperatur-Mylonite verbreitet. Die Gesteine der Liegend-Serie zeigen eine dominierende amphibolitfazielle, mitteldruckmetamorphe Prägung (Paragneise: ca. 8 kbar, 610°C, Metagabbros: ca. 11 kbar, 630–C) um 380 ma. Die Paragneise weisen im Mineralbestand variierende Anteile an Granat, Disthen, Staurolith, Biotit und Muskovit auf. Die Meta-Ultramafite der Liegend-Serie zeigen eine mehrphasige Entwicklung auf. In Spinell-Peridotiten sind Relikte einer Hochtemperatur-Deformation erhalten und anschließend eine Rekristallisation im Stabilitätsfeld von Amphibol-Peridotiten, bevor eine Serpentinisierung erfolgte. Alterswerte für die sedimentären Edukte der Paragneise liegen nicht vor. Ihr Mindestalter wird durch die „Intrusionsalter“ der Metagabbros und Metagranitoide wiedergegeben

(um 500 ma). In der Liegend-Serie gibt es Indikatoren für eine ältere, frühordovizischen Metamorphose um 480 bis 490 ma durch Rb-Sr-Gesamtgesteinsalter und Rb-Sr-Muskovitalter.

Charakteristische Gesteine der **Hangend-Serie** sind Hornblendebändergneise, Amphibolite, Granatamphibolite, Eklogitamphibolite und Eklogite. Daneben treten auch Paragneise mit Kalksilikatgesteinen und Marmor auf. Die Amphibolite besitzen kalkalkalischen Chemismus, die Eklogite und Eklogitamphibolite in den basalen Teilen der Hangend-Serie ähneln chemisch N-MOR-Basalten. Helle Disthen-führende, Al-reiche Eklogite können von Plagioklas-reichen Gabbrokumulaten abgeleitet werden. Der Mineralbestand der hellen Eklogite besteht aus: Omphazit + Granat + Quarz + Rutil + Phengit + Disthen und z. T. Zoisit, die dunklen Eklogite bestehen aus: Omphazit-Granat + Quarz + Rutil + Hornblende oder Phengit. Die dunklen Eklogite zeigen eine mehrphasige Metamorphoseentwicklung, mit einer Eklogit-faziellen Hochdruck-Metamorphose (Drucke von 13 kbar bis ca. 20 kbar und Temperatur um 620°C), der sich ein Symplektit-Stadium unter abnehmenden Druckbedingungen anschließt (P 8,5 bis 12 kbar und T um 620°C), das in den mitteldruckmetamorphen Bedingungen endet. Einlagerungen von Kalksilikatgesteinen in den Weißenstein-Eklogiten zeigen Relikte einer HP-Metamorphose und die mitteldruckmetamorphe Überprägung. Als magmatische Kristallisationsalter für die Edukte der Eklogite werden kambroordovizische Alterswerte angegeben. Für die HP-Metamorphose werden Alter um 390 ma (U-Pb-Mineralalter) diskutiert. Hinweisend auf das Ende der MP-Metamorphose werden durch K-Ar- Hornblendealter um 380 ma (Mitteldevon) gegeben. Das kurze Zeitintervall zwischen HP- und MP-Metamorphose belegt einen schnellen Krustenaufstieg von den Eklogiten und assoziierten Gesteinen im Unter- und Mitteldevon bei nahezu gleichen Temperaturbedingungen.

Strukturgeologische und radiometrische Daten sowie Metamorphosedaten geben Hinweise auf den Zeitraum, in dem die einzelnen Einheiten des Münchberger Deckenkomplexes in ihre jetzige Relativbeziehung geraten sind oder bereits in ihr waren. So kann davon ausgegangen werden, daß die Hangend-Serie, die Liegend-Serie und die Randamphibolite zum Zeitpunkt der Mitteldruck-Metamorphose (Mittel- bis Unterdevon) in ihre jetzige Relativlage geraten sind oder bereits waren. Dies belegen zum Beispiel gleich ausgebildete SW-NE-streichende, mitteldruckmetamorph gebildete Minerallineationen in Liegend-Serie und Randamphibolit-Serie. Retrograde Mineralumwandlungen in den basalen Teilen der Randamphibolite unter Bedingungen der Grünschieferfazies deuten darauf hin, daß die Überschiebung der Randamphibolite auf die Prasinit-Phyllit-Serie in den Zeitraum der grünschieferfaziellen Prägung der Prasinit-Phyllit-Serie (Oberdevon- bis Mitteldevon) einzuordnen ist.

Die Kristallingesteine der Münchberger Masse weisen eine **polyphase Deformationsgeschichte** auf. SW-NE-streichende, amphibolitfaziell angelegte Minerallineationen werden als Transportlineare interpretiert und asymmetrische Porphyroklasten als Schersinnindikatoren belegen einen Transport der Hangendscholle nach SW zum Zeitpunkt der dominierenden Mitteldruckmetamorphose (Unter- bis Mitteldevon). Diese Lineation wird mehrphasig überfaltet, einhergehend mit der Umorientierung der Verformungsrichtung von NE-SW nach ESE-WNW unter retrograden Metamorphosebedingungen. Die abschließende Platznahme des Münchberger Deckenstapels mit NW-gerichteten Überschiebungen auf das Paläozoikum im spröden Deformationsmilieu erfolgte im höheren Unterkarbon.

Literatur: BOSBACH et al. (1991), BLÜMEL (1995 b), FRANKE et al. (1992), FRANKE et al. (1995 a), GAYK & SEIDEL (1992), GEBAUER & GRÜNENFELDER (1979), HEUSE et al. (1994), KREUZER et al. (1989), MÜLLER-SOHNUS et al. (1987), POMMERENKE (1985), REITZ & HÖLL (1988), SÖLLNER (1981 a, 1981 b), STOSCH & LUGMAIR (1990).

2.3.3 Zone von Erbdorf-Vohenstrauß

Die Zone von Erbdorf-Vohenstrauß (ZEV) wird durch die Wechsellagerung von Paragneis- und Metabasit-Einheiten charakterisiert. Mengenmäßig untergeordnet sind Meta-Ultrabasite, granitoide Orthogneise, Metapegmatite, Kalksilikatgesteine und Marmor sowie Graphit-führende Gneise verbreitet. Die Erbdorfer Grünschieferzone ist als ein basaler Teil des ZEV-Komplexes anzusehen.

Im Gegensatz zur MM wird die Untergliederung der ZEV in Untereinheiten noch diskutiert, und es bestehen noch unterschiedliche Vorstellungen über die Abgrenzung zum Moldanubikum s. str.

Im W wird die ZEV durch das Störungssystem der Fränkischen Linie begrenzt, an dem die Kristallineinheiten gegenüber dem permomesozoischen Vorland herausgehoben wurden. Im N ist die ZEV durch Störungen vom Erbdorfer Rotliegend und der Wetzldorf-Abfolge getrennt. Im NE verschleiert der Falkenberger Granitpluton den Grenzbereich. Die Ostgrenze der ZEV zum Moldanubikum s. str. ist als komplex aufgebaute duktile Scherzone anzusehen, an der bis in postgranitische Zeit duktile Bewegungen nachgewiesen werden konnten (Mylonitisierung in der Mylonitzone von Floß-Altenhammer um 305 ma bzw. 309 ma). Diese spätvariskische Mylonitisierung (Extensionsstruktur = Dehnungsstruktur) steht im Zusammenhang mit der Heraushebung des östlich anschließenden Moldanubikums. Die ZEV-Südgrenze zum Moldanubikum s. str. besteht ebenfalls aus einer kompliziert zusammengesetzten Störungszone, die als Schuppenzone von Michldorf-Kaimling bezeichnet wird. In dieser Zone sind mitteldruckmetamorphe ZEV-Gesteine mit Granuliten (Granulitgneis) verschuppt. Diese Verschuppung erfolgte unter abnehmenden Druckbedingungen (Dekompression) und führte zur Bildung von Granat-Cordierit-Gneisen ($T > 700^{\circ}\text{C}/4\text{--}4,5\text{ kbar}$). Die früher als moldanubische Diaphthorite bezeichneten Granat-Glimmerschiefer zwischen Luhe-Linie im S und der diaphthorisch überprägten Schuppenzone von Michldorf-Kaimling im N zeigen eine prograde Metamorphose-Entwicklung und können möglicherweise schon dem Moldanubikum zugeordnet werden.

Die **Gneise** und **Metabasite** der ZEV zeigen Gefüge einer polyphasen duktilen Deformation. Die Foliation und Minerallineationen sind Produkt der mittel- bis frühdevonischen Mitteldruck-Hochtemperatur-Metamorphose. Die lithologischen Einheiten und die Schieferungsflächen streichen meist NW-SE. Nur im Nordteil dominiert E-W-Streichen und in der Schuppenzone von Michldorf-Kaimling SW-NE-Streichen.

Die Gesteine des Gneis-Metabasit-Komplexes sind durch eine dominierende, mitteldruckmetamorphe Prägung gekennzeichnet. In den Metabasiten und Paragneisen sind jedoch unterschiedliche Metamorphose-Pfade dokumentiert. Dies kann damit begründet sein, daß die Amphibolite und Metagabbros erst vor oder während der mittel- bis frühdevonischen MP-Metamorphose mit den Paragneisen und Teilen der Wechsellagerungseinheiten in Kontakt gekommen sind. In den Metabasiten existieren HP-Relikte. Die Paragneise der KTB-Bohrungen besitzen keine Anzeichen für eine HP-Meta-

morphose. Sie zeigen eine prograde metamorphe Entwicklung vom Stabilitätsfeld von Sillimanit zum Stabilitätsfeld von Disthen und einen retrograden Pfad, der wieder zurück ins Sillimanitfeld führt. Für den Höhepunkt dieser Metamorphose werden Bedingungen um 660–720°C und 6–8 kbar angenommen. In tieferen Teilen der Hauptbohrung und in einem Randsegment der nordwestlichen ZEV an der Fränkischen Linie tritt Staurolith neben Disthen und Sillimanit auf. Im Südteil der ZEV, in der Schuppenzone von Michldorf-Kaimling, existieren Granulitgneise, für die Metamorphosebedingungen von 750–850°C bei $P > 9,5$ kbar bestimmt wurden. Diese Granulitgneise wurden zusammen mit angrenzenden mitteldruckmetamorphen Gneisen retrograd mylonitisiert und zum Teil in Granat-Cordierit-Gneise umgewandelt. In den Metabasiten der KTB-Bohrungen konnte eine polyphase Entwicklung von der Eklogit-Fazies ($P > 13$ kbar, T um 580–650°C) über die Granulit-Fazies (P um 10,5–12,5 kbar, T um 670–730°C) zur Amphibolit-Fazies (P um 10 kbar, T um 650–720°C) nachgewiesen werden. In den Metabasiten der KTB-Hauptbohrung sind duktile Abschiebungen im Stabilitätsbereich der unteren Amphibolit-Fazies und der Grünschiefer-Fazies nachzuweisen, die vermutlich einem spätorogenen Extensionsregime zugeordnet werden können.

Eine niederdruckmetamorphe Überprägung der ZEV-Gneise mit Neubildung von Cordierit konnte nicht nur im Randbereich des Leuchtenberg-Falkenberger Granitmassivs nachgewiesen werden, sondern auch in Gebieten, wo kein direkter Granitkontakt besteht (z. B. um Erbdorf und östlich Weiden). Unklar ist bisher, ob diese Cordieritbildung der Kontaktmetamorphose oder der jungvariskischen Niederdruck-Regionalmetamorphose zuzuordnen ist.

Im Westteil der ZEV dominieren Mineralalter von Hornblenden und Glimmer von 380 bis 400 ma, die das Ende der Mitteldruckmetamorphose datieren. Dagegen ist der Ostteil, östlich des Leuchtenberger Granits, überwiegend durch K-Ar-Hornblendealterwerte um 325 ma gekennzeichnet. Diese in den mittleren Abschnitt des Karbons fallenden Alterswerte dokumentieren entweder eine thermische Überprägung im Zusammenhang mit der Intrusion des Leuchtenberger Granits oder/und einen Einfluß der jungvariskischen Niederdruckmetamorphose des angrenzenden Moldanubikums.

Im Gneis-Metabasit-Komplex der ZEV können in Anlehnung an die Profile der KTB-Vorbohrung und der KTB-Hauptbohrung vier lithologische Haupteinheiten unterschieden werden:

- **Paragneiseinheiten** (\pm Granat \pm Sillimanit \pm Disthen), die als ehemalige turbiditische Grauwacken und pelitische Grauwacken anzusehen sind und aufgrund ihrer chemischen Zusammensetzung Grauwacken von aktiven Kontinentalrändern oder kontinentalen Inselbögen ähneln.
- **Metamorphe vulkanosedimentäre Wechsellagerungen** bestehend aus Amphiboliten, Hornblendegneisen, leukokraten Gneisen (saure Metatuffe ?), Biotit-Paragneisen, Kalksilikatgesteinen und Marmor; bei den Metavulkaniten handelt es sich nach ihrer chemischen Zusammensetzung um Alkali-Vulkanite: Trachyandesite bis Trachyte, die basischen Metavulkanite sind aufgrund ihres Chemismus als alkalisch bis „transitional“ zu bezeichnen; die Gesteinsassoziation kann in einem kontinentalen Rift-Becken gebildet worden sein.
- **Amphibolit-Metagabbro-Einheiten**, die chemisch N-MOR- und E-MOR-Basalten ähneln, untergeordnet treten Meta-Ultrabasite auf; die Amphibolit-Metagabbro-Ab-

folgen der KTB-Bohrung können entweder als ehemalige Basalt-Flows mit intrudierten Gabbro/Dolerit-Dikes und -Sills oder als ehemalige mächtige, strukturell differenzierte Basalt-Sills mit Dolerit-Anteilen und ultramafischen Kumulatlagen angesehen werden; diese Einheiten repräsentieren vermutlich ehemaligen Ozeanboden bzw. ozeanische Kruste.

- **Metapegmatit-Metagranit-Einheiten**

Aufgrund der unterschiedlichen Verteilung dieser lithologischen Einheiten können drei Gebiete unterschieden werden, die jedoch durch keine scharfen Grenzen voneinander getrennt sind. Der Südteil der ZEV ist durch die weite Verbreitung von schiefri- gen bis bandstreifigen Amphiboliten mit Kalksilikatzwischenlagen bestimmt. Diese Amphibolite ähneln chemisch N-MOR-Basalten. Ferner existieren Metagabbros. Im Nordteil der ZEV läßt sich eine metabasitreiche Windischeschenbacher Untergruppe (in der auch die lithologischen Profile der KTB-Vor- und KTB-Haupt-Bohrung einzuordnen sind) von einer gneisbetonten, tektonisch hangenden Püllersreuther Untergruppe unterscheiden. Die Flaseramphibolite überwiegen im Nordteil der ZEV. Sie ähneln chemisch E-MOR-Basalten bzw. rezenten Tholeiiten von ozeanischen Inseln. Im Gebiet um Windischeschenbach wurde ein Teil der Flaseramphibolite kontaktmeta- morph durch den Granit überprägt.

Im Verbreitungsgebiet der Püllersreuther Untergruppe existieren mehrere Metapegmatit-Vorkommen, so z. B. südöstlich Püllersreuth, nordöstlich Lenkermühle, nordnordwestlich Menzhof und nördlich Wendersreuth. In diesen Metapegmatiten sind teilweise noch primäre magmatische Gefüge wie schriftgranitische Verwachsungen und primäre Muskovitkristalle erhalten, im Randbereich zum Nebengestein dominieren Gneistexturen. Diese Metapegmatit-Vorkommen befinden sich alle in geringer Entfernung zu einem N-S-streichenden Vorkommen eines leukokraten Orthogneises (Granat-Biotit- und Granat-Muskovit-Orthogneise), der als prävariskischer Metagranit angesehen werden kann. Es gibt in der ZEV aber auch andere Metapegmatit-Vorkommen, die nicht in einer direkten Beziehung zu einem Granitoid zu stellen sind (z. B. Störnstein).

Geochronologische Untersuchungsergebnisse von Muskoviten aus den Metapegmatiten der ZEV und des Tepla-Barrandiums liefern wichtige Hinweise über die Entwicklungsgeschichte dieser Einheiten. Rb-Sr-Alterswerte um 475 bis 480 ma von primären „magmatogenen“ Muskoviten aus ZEV-Metapegmatiten belegen ein frühordovizisches magmatisches Ereignis. Metamorph rekrystallisierte Muskovite liefern Rb-Sr-Alterswerte um 376 ma. Die Platznahme der ZEV-Metapegmatite erfolgte vermutlich in bereits metamorphe Gesteine in geringer Krustentiefe. Die frühordovizischen Pegmatite wurden zusammen mit den Nebengesteinen unter amphibolitfaziellen Bedingungen während der mittel- bis unterdevonischen MP-Metamorphose verformt.

Aus den vorliegenden geochronologischen Daten ergibt sich eine komplizierte Entwicklungsgeschichte für die ZEV-Gesteine. Neben der dominierenden und alle älteren Gefüge weitgehend auslöschenden MP-Metamorphose um 380 ma liefern geochronologische Untersuchungen immer mehr Hinweise auf bereits prädevonische metamorphe Ereignisse. Die Existenz einer frühordovizischen Metamorphose in ZEV-Gesteinen wird durch konkordante U-Pb-Alter um 475 ma von Monaziten aus Paragneisen belegt. Ebenfalls Hinweise auf prädevonische metamorphe Prägungen der ZEV-Gesteine liefern U-Pb-Datierungen an Zirkonen von Paragneisen mit Alterswerten um

509 ma. Diese frühordovizischen Metamorphosealterswerte überschneiden sich zeitlich mit Intrusionsalter von Metagabbros der KTB-Vorbohrung und -Hauptbohrung mit 475 bis 494 ma.

Damit zeichnet sich für die ZEV immer mehr ab, daß zumindest Teile der Gesteinsserien schon frühordovizisch/kambrisch und möglicherweise auch schon kambrisch-jungpräkambrisch (cadomisch ?) metamorph geprägt wurden. In diese metamorphen Abfolgen sind dann im Zeitraum oberes Kambrium bis mittleres Ordovizium basische und saure Magmatite intrudiert. Die abschließende mitteldruckmetamorphe Hauptprägung der Gesteine erfolgte früh- bis mitteldevonisch. Im Anschluß erfolgt eine rasche Heraushebung und Abkühlung des Krustensegments, wie Mineralalter zeigen (unter ca. 300 °C um 370 ma). Teilbereiche wurden später noch, zum Teil unter den Bedingungen der jungvariskischen Niederdruckmetamorphose, retrograd überprägt.

Die Gesteine der ZEV sind bereichsweise durch eine intensive bruchhafte Deformation gekennzeichnet. Das Ausmaß der spröduktilen und spröden, spätvariskischen und postvariskischen Verformungen wurde durch die KTB-Bohrungen mit Kataklasten und Kluftmineralisationen deutlich. Die spätvariskische Krustendehnung im Oberkarbon mit der Ausbildung von subvertikalen Dehnungsrissen erreichte mit der Intrusion der Granite ihren Höhepunkt. Es folgte eine Kompressionsphase mit der Ausbildung von Graphitkataklasiten, die zeitlich noch vor der Intrusion der Lamprophyre liegt. Möglicherweise ist die Ursache für das über 9 km mächtige ZEV-Profil in der KTB ohne wesentliche Änderung der Metamorphosebedingungen sowie der Mineralabkühlalter und der Profilwiederholung im tieferen Bereich der KTB-Hauptbohrung eine postvariskische Krustenstapelung an dem NE-einfallenden Störungsbündel der Fränkischen Linie. Dabei wurde die ZEV-Kruste während der alpidischen Konvergenz oberhalb eines subhorizontalen in etwa 9–10 km Tiefe gelegenen Abscherhorizontes mehrfach gestapelt.

Literatur: ABDULLAH et al. (1994), BAUMANN et al. (1990), COYLE & WAGNER (1995), v. DRACH et al. (1993), DUYSER et al. (1995), FISCHER (1966), GLODNY et al. (1995), GODIZART & ZULAUF (1993), GRAUERT et al. (1994), HIRSCHMANN (1994 a, 1994 b), HIRSCHMANN et al. (1994), HOFFMANN (1994), HOFMANN et al. (1993), KLEEMANN (1991), KREUZER et al. (1989), KREUZER et al. (1993), KROHE et al. (1994), LAPP et al. (1994), MATTHES et al. (1995), MILLER et al. (1990), MÜLLER & MINGRAM (1993), O'BRIEN et al. (1992), PATZAK et al. (1991), v. QUADT (1990, 1994), REINHARDT (1990), RÖHR et al. (1990), ROHRMÜLLER (1988), SCHULTE & BLÜMEL (1994), SCHÜSSLER (1987), STETTNER (1992 a, 1992 b), VOLL (1960), ZULAUF (1990), ZULAUF et al. (1993).

2.3.4 Erbdorfer Grünschieferzone

Die Erbdorfer Grünschieferzone (EGZ) besteht aus einer Abfolge von basischen **Metavulkaniten**, **Metagabbros** und **metamorphen ultramafischen Gesteinen** (ehemalige Peridotite und Pyroxenite), in die untergeordnet Glimmerschiefer bis Gneise eingelagert oder eingeschuppt sind.

Die subalkalischen Metavulkanite zeigen einen deutlichen kalkalkalischen Trend und ähneln damit subduktionsgebundenen Basalten. Insgesamt gesehen, kann die Assoziation im Bereich eines jungpräkambrischen bis altpaläozoischen Inselbogens gebildet worden sein. Aus lithologischer Sicht bestehen Ähnlichkeiten mit der Prasinit-Phyllit-Serie der Münchberger Masse.

Die EGZ besitzt tektonische Grenzen zu den umgebenden Einheiten. In den Grenzkontakten sind die Gesteine häufig kataklastisch überprägt. Im N bzw. NW ist sie auf das Erbdorfer Paläozoikum und vermutlich auf die Wetzold Abfolge aufgeschoben. Im S bzw. SE taucht sie unter den Gneis-Metabasit-Komplex der ZEV ab. Die Schieferungsflächen der metamorphen Gesteine streichen meist E-W bis ENE-WSW und fallen nach S ein. Der Metamorphosehöhepunkt in den Metavulkaniten war im Bereich der Epidot-Amphibolit- bis Amphibolit-Fazies. Ein K-Ar-Mineralalter von Hornblenden ergab ein oberdevonisches Alter für die Metamorphose mit 365 ma. In den Ultramafiten wurde der Stabilitätsbereich von Serpentin nicht überschritten. In den Randzonen der serpentinisierten Ultramafite kam es zu metasomatischen Stoffverschiebungen mit der Ausbildung von Blackwall-Gesteinen (bis einige Meter mächtige, fast monomineralische Schiefer mit der Abfolge: Talkschiefer-Tremolitschiefer-Chloritschiefer). Für die Glimmerschiefer- bzw. Gneis-Einlagerungen (Granat + Disthen + Staurolith) konnten Metamorphosebedingungen um 580°C und 8 kbar ermittelt werden. Lokal verbreitet ist eine grünschieferfazielle diaphthoritische Überprägung. Durch die Intrusion der oberkarbonen Granite kam es zu kontaktmetamorphen Umwandlungen in den Serpentiniten mit der Bildung von Hornfelsen (Maximum der Kontaktmetamorphose mit Hornblende-Hornfelsfazies).

Literatur: KREUZER et al. (1989), MATTHES (1986), RÖHR & ZULAUF (1992), SCHÜSSLER (1987).

2.3.5 Gabbroamphibolitmasse von Neukirchen b. Hl. Blut (Südteil der ZTD)

Die Gabbroamphibolitmasse von Neukirchen b. Hl. Blut (GAM) bildet den Südwestteil des böhmischen Tepla-Barrandiums bzw. Bohemikums. Die GAM besteht aus den cadomisch metamorphen, vulkanosedimentären Rahmengesteinen des **Domazlice-Kristallins** und den kambroordovizischen Intrusivgesteinen des **Neukirchen-Kdyne-Massivs**. Die Nebengesteine wurden durch die basischen bis intermediären Intrusiva zum Teil kontaktmetamorph umgewandelt. Im Mittel- bis Unterdevon wurden diese Serien gemeinsam teilweise mylonitisiert und metamorph überprägt. Im böhmischen Bereich des Neukirchen-Kdyne-Massivs erreichte diese Metamorphose nur maximal grünschieferfazielle Bedingungen, dagegen wurden die Plutonite der GAM besonders in den Randbereichen amphibolitfaziell überprägt und mylonitisiert (z. B. die Gabbroamphibolite des Hohen Bogens). Für den Randbereich der GAM wurden maximale Metamorphosebedingungen von 600–680°C bei 6–7 kbar und ca. 750°C bei 8,5–10 kbar ermittelt. Darüberhinaus sind die Randbereiche zum Moldanubikum s. str. noch von der jungvariskischen Niederdruckmetamorphose erfaßt worden.

Diese **polymetamorphe Entwicklung** wird auch durch die radiometrischen Mineralalter aus dem Gebiet der GAM dokumentiert. K-Ar-Mineralalter von Muskoviten aus Pargneisen mit 321 bis 329 ma und von Biotiten mit 318 bis 321 ma sowie von Hornblenden mit 329 bis 334 ma belegen die jungvariskische Überprägung. Hornblende-Alterswerte um 380 bis ca. 390 ma dürften die mittel- bis unterdevonische Mitteldruckmetamorphose datieren. Ferner wurden auch Hornblende-Alterswerte von 347 bis 369 ma sowie 419 ma, 459 ma und 463 ma bestimmt. Diese Streuung läßt auf eine Störung des K-Ar-Systems schließen, so daß diesen Werten keine direkte zeitliche Relevanz zugeordnet werden kann.

Im W wird die GAM durch die Westböhmischescherzone bzw. den Böhmisches Pfahl begrenzt. Diese Störung wurde in spät- und postvariskischer Zeit kataklastisch überprägt. In den postvariskischen Zeitraum (vermutlich im Perm) ist auch die Bildung der Quarzgangmineralisationen des Böhmisches Pfahls zu stellen. Im SE bildet der Westteil der Zentralböhmischescherzone die Grenze zum anschließenden Moldanubikum s. str. des Künisches Gebirges mit einer steil nach NNW-einfallenden Störungszone. Der Kreuzungspunkt der beiden Störungssysteme befindet sich im Bereich des Hohen Bogens.

Der kambroordovizische Intrusivkomplex des Neukirchen–Kdyne-Massivs besteht hauptsächlich aus basischen bis intermediären Plutoniten mit Gabbros, Olivin-Gabbros, Dioriten, Ferro-Dioriten, untergeordnet treten Gabbronorite auf. Die basischen Plutonite dürften in ein mittleres bis tieferes Krustenstockwerk intrudiert sein. Im Randbereich der GAM existieren teilweise serpentinierte Ultramafite (Harzburgite und Pyroxenite). Das Domazlice-Kristallin setzt sich im bayerischen Bereich zusammen aus basischen Metavulkaniten und grauackenpelitischen Metasedimenten (Disthen- und Sillimanit-führende Muskovit-Biotit-Gneise). Die Metavulkanite (feinkörnige Amphibolite) haben einen alkalibasaltischen bis tholeiitischen Chemismus und ähneln rezenten Intraplattenbasalten oder E-MOR-Basalten. Die metavulkanischen, feinkörnigen Amphibolite des Gebietes um Warzenried, Stachesried und nördlich Rittsteg zeigen einen tholeiitischen Chemismus und ähneln N-MOR-Basalten.

Die Plutonitvorkommen der GAM besitzen einen subalkalisch-tholeiitischen Chemismus und können drei Teilintrusionen zugeordnet werden:

- **Vseruby-Komplex** mit Ultramafiten, Gabbronoriten und Gabbros
- **Neukirchen-Eschlkam-Intrusion** mit mittelkörnigen Olivin-Gabbros, grobophitischen Gabbros und Metagabbros, die meist uralitisiert und saussuritisiert sind
- **Teufelsberg-Körper** mit mittel- bis grobkörnigen Dioriten, Ferro-Dioriten und Metadioriten sowie Gabbros und Olivin-Gabbros

Eine Sonderstellung nehmen die Gabbroamphibolite des **Dieberg-Blätterberg-Hohen Bogen**-Vorkommens ein, da sie teilweise intensiv mylonitisiert wurden und chemisch relativ homogen sind (tholeiitischer Chemismus mit N-MORB-Charakteristik). Aus dem Gabbroamphibolit-Vorkommen vom Blätterberg existiert ein U-Pb-Zirkonalter mit 511 ma, das die Intrusion des Magmatits datiert.

In den Ultramafiten der Randzone der GAM konnte eine mehrphasige Überprägung nachgewiesen werden. In den Harzburgiten ist eine Hochtemperaturdeformation erhalten mit Olivinporphyroklasten und Mg-reichen Olivinrekristalliten.

Im Randbereich der GAM fallen die Schieferungsflächen und die Lineationen steil in Richtung GAM ein (im W nach E und im SE nach NW). Schersinnindikatoren in den Gabbroamphiboliten belegen eine Aufschiebung der Hangendscholle nach SW. Die Anlage dieser duktilen amphibolitfaziellen Deformationsstrukturen erfolgte vermutlich während der mittel- bis unterdevonischen MP-Metamorphose. In jungvariskischer Zeit (mittleres Karbon) belegen E- bis ENE-gerichtete Abschiebungen an der Westböhmischescherzone eine WSW–ENE-orientierte Extension im Grenzbereich Moldanubikum s. str. zu Bohemikum.

Literatur: BUES (1993), BUES & TROLL (1991), KÖHLER et al. (1993), KREUZER et al. (1988), MIETHIG (1993), PFEIFFER & PROPACH (1993), SCHEUVENS et al. (1995), SCHÜSSLER et al. (1988), VEJNAR (1986), WEGER (1993), WEGER & MASCH (1995), WILLEKE & MASCH (1995), ZULAUF (1994), ZULAUF et al. (1995).

2.3.6 Moldanubikum s. str.

Das Moldanubikum s. str. ist im ostbayerischen Raum im jetzigen Anschnittniveau durch flächenhafte Paragneis- und Granitareale gekennzeichnet (Abb. 2.1-1). Die monotonen Paragneisabfolgen (in der Literatur wird hierfür vielfach der Begriff „**Monotone Gruppe**“ verwendet) bestehen aus ehemaligen Tonsteinen, Grauwacken, pelitischen Grauwacken und sandig-tonigen Wechsellagerungen. Charakteristisch sind ehemalige Mergelzwischenlagen, die jetzt als Kalksilikatboudins und -lagen vorliegen. Vereinzelt treten Einschaltungen von ehemaligen basischen und sauren Magmatiten, vermutlich meist Vulkaniten, auf. Diese Sedimentabfolgen sind in einem Schelfbereich bzw. an einem passiven Kontinentalrand (Kontinentalrand an dem keine Plattenbewegungen stattfinden) abgelagert worden.

Daneben existieren Gebiete mit einer sogenannten bunten lithologischen Abfolge, in denen neben Paragneisen gehäuft Amphibolite, leukokrate Gneise (zum Teil Leptynite), Marmor und Graphiteinlagerungen vorkommen (sogenannte „**Bunte Gruppe**“). Teilweise sind diese Gesteinsfolgen mit ehemaligen lateritisch geprägten Sedimenten vergesellschaftet. Diese Assoziationen sind als ehemalige vulkano-sedimentäre Abfolgen anzusehen. Untersuchungen von leukokraten Metavulkaniten aus Bereichen mit bunter lithologischer Gesteinsassoziation aus dem Gebiet um Waldmünchen und Rittsteig erbrachten bisher ähnliche ordovizische Alterswerte wie im Saxothuringikum des Fichtelgebirges. Andererseits kann bei der zeitlichen Einordnung dieser „**Bunten Gruppen**“ nicht von vornherein von Altersgleichheit ausgegangen werden, so daß diese Einheiten im Junpräkambrium und im Altpaläozoikum durchaus in räumlich und zeitlich getrennten Abschnitten entstanden sein können. Diese Abfolgen dokumentieren einen Vulkanismus in kontinentalen Riftzonen oder Randmeeren bzw. kleineren ozeanischen Becken.

Im Gebiet des ostbayerischen Moldanubikums s. str. können Bereiche eingegrenzt werden, in denen bunte lithologische Abfolgen überwiegen. Diese Areale besitzen jedoch keine scharfen Grenzen zu den umgebenden monotonen Paragneisabfolgen. Im Passauer Wald und an der Donauleite sind Amphibolite, leptynitische Gneise, Kalksilikatfelse und Marmoreinlagerungen sowie Graphit-führende Gneise mit Graphitlagen in Biotit-Plagioklas-Gneisen und migmatischen Gneisen verbreitet. Dieses Vorkommen befindet sich in südwestlich streichender Fortsetzung der bunten lithologischen Serien von Český Krumlov, für die paläontologische Hinweise auf altpaläozoische Ausgangsgesteine vorliegen.

Im **Künischen Gebirge**, im Gebiet um Lam und Rittsteig, sind Glimmerschiefer und Quarzite aufgeschlossen mit Einlagerungen von basischen und sauren Metavulkaniten, Marmor und Graphit-führenden Lagen. Diese Abfolgen grenzen im NW an die bohemische Gabbroamphibolitmasse, und nach SW sind sie durch eine prograde Metamorphosezunahme mit Glimmergneisen und Cordierit-Sillimanit-Kalifeldspat-Gneisen verknüpft. In diese altpaläozoische vulkano-sedimentäre Assoziation ist auch das Sulfidervorkommen Lam/Johanneszeche einzuordnen als ehemalige submarine, vul-

kanisch-exhalative Bildung. Als vulkanisch-exhalative Bildung ist auch das Sulfiderzvorkommen von Bodenmais zu betrachten. Ihre Alterseinordnung ist bisher unklar. Im Gebiet um Waldmünchen sowie bei Böbrach treten Bereiche mit leukokraten leptynitischen Gneisen (saure Metatuffe) und vereinzelt vorkommenden Kalksilikatgesteinen und Metabasiten auf. Zirkondatierungen ergaben für die sauren Metatuffe des Waldmünchner Raumes und für leukokrate Orthogneise des Lamer Gebietes ordovizische Bildungsalter für die vulkanischen Eduktgesteine.

Im **Naabgebirge** und im nördlichen **Oberpfälzer Wald** sind ebenfalls Zonen mit bunten Abfolgen angeschnitten. Im Zottbachtal sind in Biotit-Plagioklas-Gneisen und Glimmergneisen quarzitisches Einlagerungen, Kalksilikatgesteine und Amphibolite eingeschaltet. Im Gebiet um Waffenhammer und Altenhammer östlich Floß liegt eine Abfolge von quarzitischen Gneisen, leukokraten Gneisen und Amphiboliten vor. Südöstlich und östlich Tirschenreuth können zwei Bereiche unterschieden werden. In der **Zone Tirschenreuth-Mähring** dominieren Biotit-Sillimanit-Gneise mit Einlagerungen von quarzitischen Gneisen und Kalksilikatlagen. Südlich davon, im Gebiet um Griesbach und Bärnau, folgt eine Abfolge mit Amphiboliten, Metapegmatiten und Metaaplititen sowie granitoiden Gneisen. Die Amphibolite, zum Teil Granat-Amphibolite, ähneln chemisch N-MOR-Basalten. Daneben existiert eine zweite Gruppe von Metabasiten, die chemisch mit tholeitischen bis alkalischen Intraplattenbasalten vergleichbar ist.

Die stratigraphische und regionalgeologische Einordnung der sogenannten Wetzldorf-Abfolge oder -Serie wird noch diskutiert. Die **Wetzldorf-Abfolge** bildet den Rahmen der ZEV. In dieser tektonischen Position ist sie entweder als basale Deckeneinheit des ZEV-Deckenstapels oder als monometamorphe Hangendserie des Moldanubikums s. str. anzusehen. Sie besteht aus Glimmerschiefern und Glimmergneisen (ehemalige Tonsteine und tonige Grauwacken), im Nordteil bei Wetzldorf aus phyllitischen Schieferen, basischen und sauren Metavulkaniten und Graphit-führenden Quarziten.

Im **Regensburger Wald** und im **Vorderen Bayerischen Wald** werden große Areale von Perlgneisen, Blastomyloniten, migmatischen Gneisen, Diatexiten und Anatexiten eingenommen, metabasische Einlagerungen treten nur untergeordnet auf. In den diatektischen und anatektischen Gesteinen können alle Stadien der graduellen Aufschmelzung bis zu homogenisierten Granitoiden beobachtet werden.

Das Sedimentationsalter für die Ausgangsgesteine der Paragneise des Moldanubikums s. str. ist nicht eindeutig zu klären. Aufgrund der geochronologischen Daten der jüngsten, detritischen Zirkone ist für weite Bereiche eine **oberproterozoische** und **altpaläozoische** Sedimentation am plausibelsten. Silurische Sedimente konnten durch mikropalynologische Untersuchungen an Glimmerschiefern des Künischen Gebirges im Raum Rittsteig nachgewiesen werden.

Im Moldanubikum s. str. dominiert die **Niederdruck-Hochtemperatur-Metamorphose** mit Cordierit-Kalifeldspat- bzw. Granat-Cordierit-Kalifeldspat-Paragenesen in den Paragneisen. Die Druck- und Temperaturbedingungen hierfür liegen im Bereich von etwa 3–4 kbar und 670–750 °C. Teilweise können Aufschmelzungen der hochmetamorphenen Gesteine beobachtet werden, die zur Bildung von Migmatiten, Anatexiten und Diatexiten führten. Südlich des Bayerischen Pfahls sind hauptsächlich diatektische Gneise, Perlgneise und Blastomylonite verbreitet. Einschlüsse von Disthen und/oder Granat in Plagioklasen und Cordieriten belegen ein älteres Mitteldruckstadium (z. B.

Bl. Neunburg v. W. und Waldmünchen), dessen zeitliche Einstufung noch nicht geklärt ist (frühvariskisch oder kaledonisch). Bei Winklarn und Oberviechtach sind in Cordierit-Sillimanit-Gneisen Eklogite, Meta-Ultramafite und Disthen-Granulite eingeschaltet, die eine mehrstufige Druck- und Temperaturentwicklung zeigen. Ausgehend von der Amphibolit-Fazies verlief die Entwicklung über Eklogit-Fazies (um 15 kbar und 710°C) zu Hoch- und Mitteldruck-Granulit-Fazies und zurück zur Amphibolit-Fazies. Die Stellung dieser **Winklarn Serie** ist umstritten. Sie ist entweder als eingeschuppter böhmischer Deckenrest oder als Beleg für eine ältere Mitteldruck/Hochdruck-Metamorphose im Moldanubikum s. str. anzusehen. Das Alter dieser HP-Metamorphose wurde auf 425 ma datiert (mittleres Silur).

Östlich von Tirschenreuth liegt ein prograde Metamorphoseübergang von saxothuringischen Einheiten zu moldanubischen Einheiten vor. Über Biotit-Sillimanit-Gneise in der Zone Tirschenreuth-Mähring (ZTM) kulminiert die jungvariskische Niederdruck-Hochtemperatur-Metamorphose in Cordierit-Kalifeldspat-Gneisen bei Griesbach. In der ZTM sind die Gesteine diaphthoritisch überprägt worden und zum Teil in grünschieferfazielle Muskovit-Chlorit-Diaphthorite umgewandelt worden.

Im nordöstlichen Bayerischen Wald liegt ebenfalls eine prograde Metamorphoseentwicklung vor. Vom Künischen Gebirge nach SW zum Arberzug und zur Rundinger Zone ist ein gradueller Metamorphoseanstieg von Biotit-Granat-Chlorit-Schiefern bis zu Cordierit-Kalifeldspat-Gneisen und Granat-Cordierit-Kalifeldspat-Gneisen festzustellen.

Das älteste in den Gesteinen mit geochronologischen Methoden nachweisbare metamorphe Ereignis wird der kaledonischen Zeit zugerechnet (mindestens 2 Phasen: 460 ma bzw. 425 ma). Cadomische Metamorphosealter liegen in den Gesteinen bisher nicht vor. Die letzte durchgreifende metamorphe Prägung ist der jungvariskischen NP-HT-Metamorphose zuzuschreiben. Das Ende der metamorphen Prägung mit der Abkühlung unter 350 bis 300°C ist durch radiometrische Alterswerte um 320 ma gegeben. In duktilen Scherzonen erfolgte teilweise noch eine spätere Mylonitisierung, teilweise unter Hochtemperatur-Bedingungen. Die variskischen Granite intrudierten im Zeitbereich von ca. 340 bis 280 ma. In den moldanubischen Metamorphiten ist eine mehrphasige Deformationsabfolge zu beobachten.

Lithologische Wechsel wie zwischen Paragneis- und Kalksilikatlagen zeigen den ursprünglichen sedimentären Lagenbau an. Die ältesten zu beobachtenden Schieferungsgefüge sind meist als Interngefüge in Mineralen wie Granat erhalten. Aus der Orientierung der Faltenachsen generell zu schließen, ob sie jünger oder älter ist als eine andere, ist über den Gesamttraum des ostbayerischen Moldanubikums gesehen nicht möglich. In den einzelnen Teilräumen liegen unterschiedliche Abfolgen der Deformationsrichtungen vor. Im nordoberpfälzer Moldanubikum überfalten NW-SE-orientierte Falten ältere NE-SW-streichende Falten. Im Gebiet um Waldmünchen werden ältere NW-streichende Falten von jüngeren NNE-streichenden Falten überformt. Im Künischen Gebirge werden ältere NE-orientierte Falten von NW-SE-streichenden Falten überprägt.

Die **Rundinger Zone** und der **Bayerische Pfahl** bilden zwei prägnante, NW-streichende Störungszonen im bayerischen Moldanubikum, in denen sowohl Hochtemperatur-Mylonitisierungen und grünschieferfazielle Deformationen als auch kataklastische Verformungen auftreten. In der Pfahlzone entstanden unter grünschieferfaziellen Be-

dingungen mit syntektonischer Quarzrekristallisation Proto-, Ortho- und Ultramylonite sowie untergeordnet Mikrobrecien. Die Bildung der Pfahlquarzgänge zeigt eine intensive Fluidtätigkeit in diesen Störungszonen in spät- und postvariskischer Zeit an.

Literatur: BARDUA (1987), BLÜMEL (1986), BLÜMEL (1995 c), BLÜMEL & SCHREYER (1976), FELBER (1991), FISCHER (1957), GEBAUER et al. (1989), GEBAUER & FRIEDL (1993), V. GEHLEN et al. (1991), GRAUERT et al. (1990), HIRSCHMANN (1994 b), HORN et al. (1986), KLEEMANN (1986), KÖHLER et al. (1989), KÖHLER et al. (1993), MIELKE (1989, 1990), O'BRIEN (1989), PATOCKA (1991), REITZ (1992), ROHRMÜLLER (1993), SCHREYER (1965), SCHULZ (1992), SCHULZ-SCHMALSLÄGER et al. (1984), STEIN (1988), STETTNER (1972, 1981, 1993), TANNER & BEHRMANN (1994), TANNER et al. (1993), TEUFEL (1988), TROLL et al. (1987).

2.4 Lithologische Charakterisierung der Gesteinsserien des Grundgebirges

Zusätzlich zur radiometrischen und biostratigraphischen Gliederung können metamorphe Gesteine durch die lithologisch orientierte Kartierung gegliedert werden. Dabei interessiert nicht alleine die Verbreitung der durch Druck, Temperatur und chemische Zusammensetzung vorgegebenen Mineralparagenese. Durch den Vorhang der metamorphen Neubildungen hindurch wird zudem versucht, das ursprüngliche Ausgangsgestein zu erkennen, bzw. dieses mittels seiner chemischen Entwicklungsgeschichte zu rekonstruieren.

Dabei ergaben sich trotz unterschiedlich hohen Metamorphosegrades für Teile des Saxothuringikums, des Moldanubikums und des Bohemikums lithologisch gleichartige, stets zusammen auftretende Gesteinseinheiten, die zu Leithorizonten zusammengefaßt werden konnten. Die **Abbildung 2.4-1** zeigt ihre schematische Zusammenstellung. Die genaue Abfolge im Sinne von „Liegend“ und „Hangend“ steht derzeit noch nicht vollständig fest. Die eindeutige zeitliche Parallelisierung ist radiometrisch nur mit wenigen Gesteinstypen möglich. Bei den in **Abbildung 2.4-1** beschriebenen Leithorizonten ist dies für Profiltyp a mit sauren Metavulkaniten gelungen (MIELKE et al. im Druck). Die Datierung dieser sauren Metavulkanite lieferte ordovizische Alterswerte. Die Profiltypen a bis g liegen eingebettet in lithologisch eintönige, monotone Metasedimente, ehemals sandig-tonige Gesteine.

Der Profiltyp a erscheint mächtiger (bis mehrere 100 Meter) als die Einheiten b und c. Verlässliche Mächtigkeitsangaben zu den einzelnen Schichtgliedern können derzeit nicht gegeben werden. Die Profiltypen a bis g (**Abb. 2.4-1, 2.4-2**) sind im Moldanubikum des Oberpfälzer Waldes, dem Fichtelgebirge, dem Spessart und in Teilen des Schwarzwaldkristallins zu beobachten. Ihre Verteilung über das Kristallin des Böhmisches Massivs zeigt die **Abbildung 2.4-2**. Sichere Altersbestimmungen fehlen für b bis g leider bis jetzt (? **Oberes Vendium** bis Paläozoikum). In der Karte ist höher metamorphe Überprägung wiedergegeben mit (Mi) für Kalifeldspat-Biotit-Cordierit-Sillimanit-Fazies und (Gngl) für Muskovit-Biotit-Andalusit/Disthen + Cordierit-Fazies.

Die Profilfolge a repräsentiert Ordovizium, Profil c wird dem Kambrium zugeordnet. Da sowohl das Moldanubikum als auch das Saxothuringikum die gleichen lithologischen Einheiten in unterschiedlicher Metamorphose beinhalten, besteht der Verdacht, daß beide KOSSMATSCHEN Zonen sich nur im Grad der thermischen Beanspruchung unterscheiden. Im Bereich des hochmetamorphen Moldanubikums könnten durchaus weitere paläozoische Glieder in der „Monotonen Serie“ verborgen sein. So sind ordovizische Ablagerungen lithologisch überwiegend „monoton“.

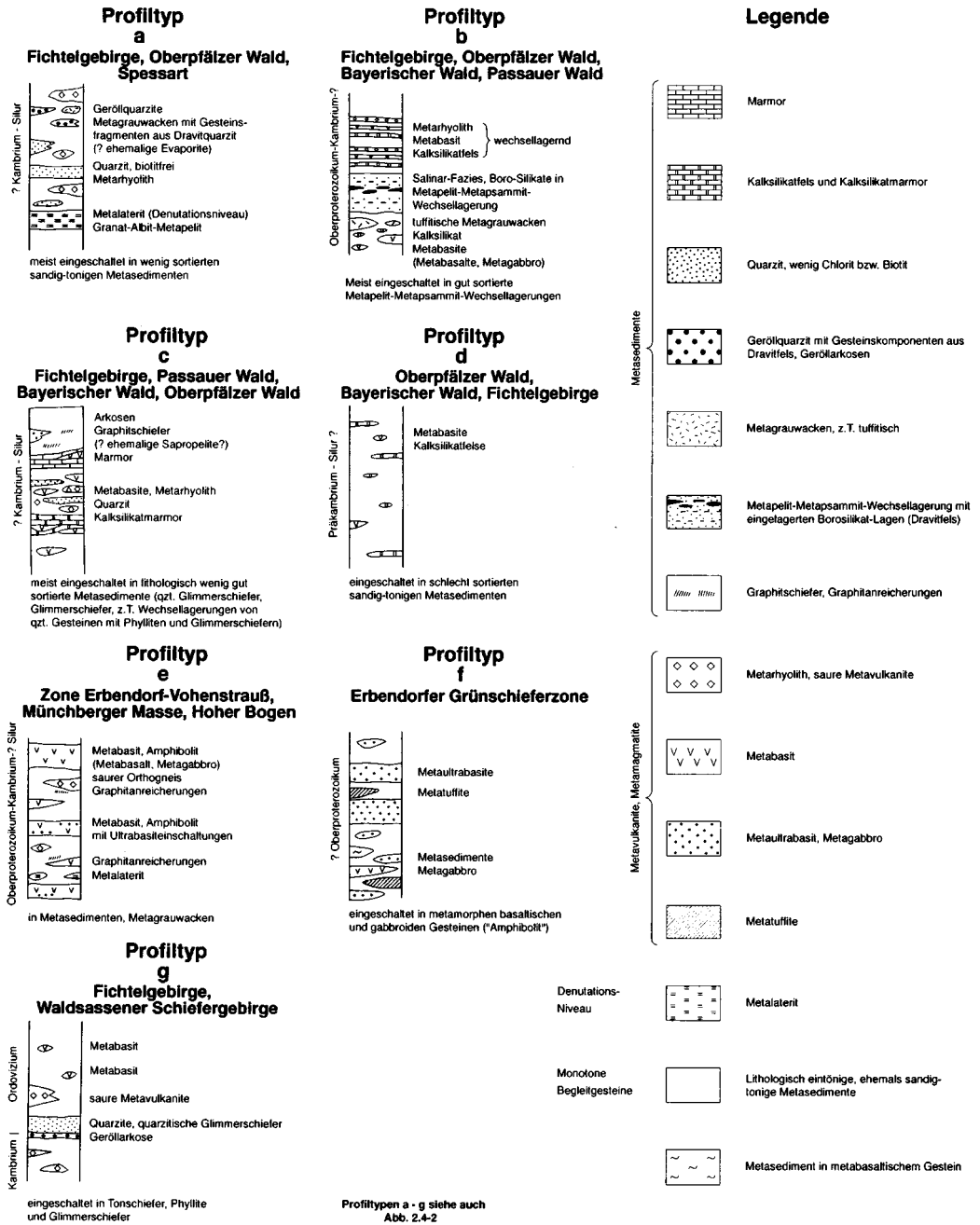


Abb. 2.4-1 Lithologische Entwicklung im Grundgebirge. Schematische Zusammenstellung von Profilitypen a-g.

Profilitypen a - g siehe auch Abb. 2.4-2

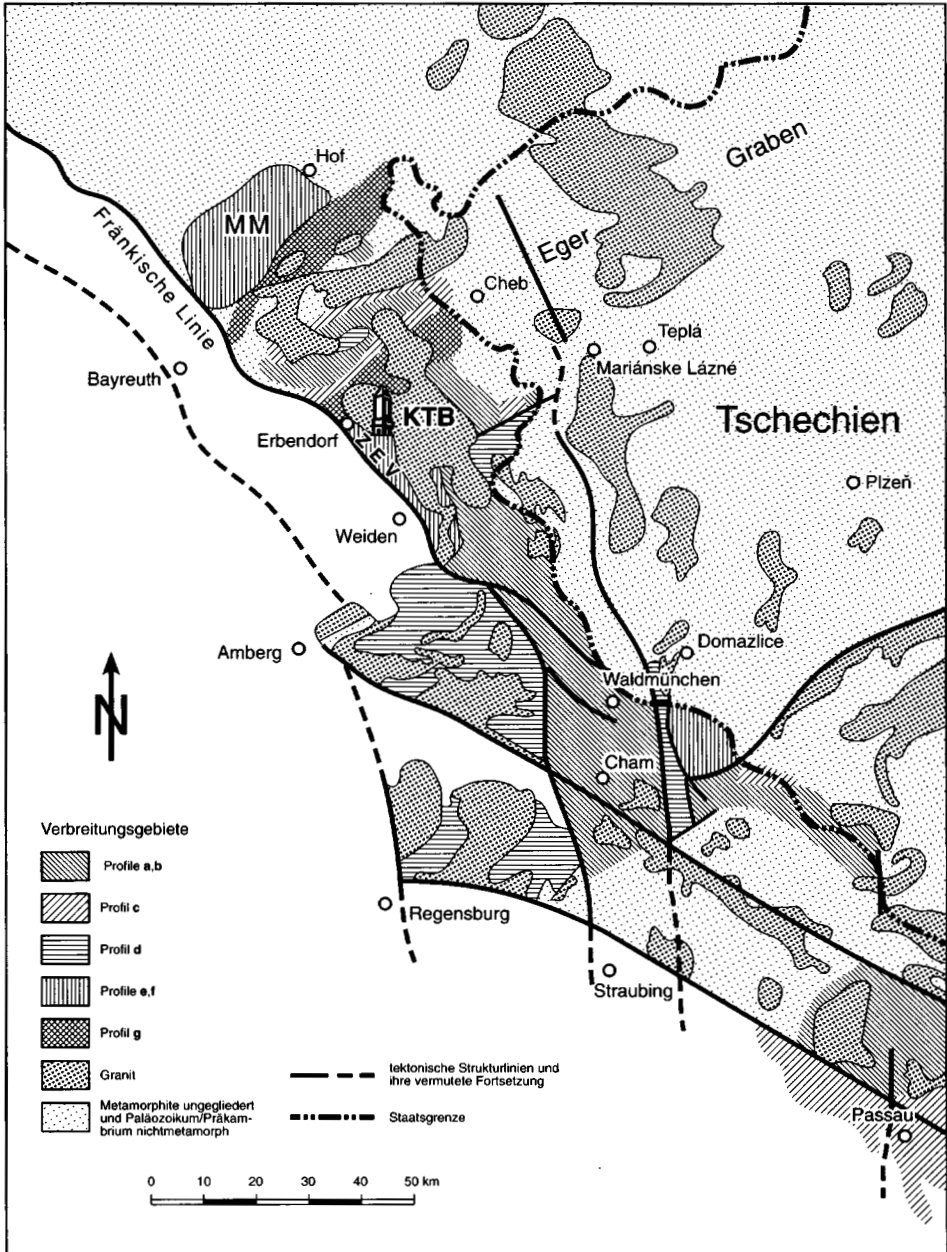


Abb. 2.4-2 Verbreitung der lithologischen Profiltypen im Grundgebirge.

In der Karte sind von den „bunten“ Schichtgliedern lediglich die mächtigen Marmor- und Kalksilikatfels-Züge dargestellt. Von den anderen stratigraphisch wichtigen Einlagerungen seien noch die in großer Häufigkeit auftretenden, geringmächtigen, synsedimentären, basischen Magmatite und Tuffe (Amphibolite) genannt. Sie konzentrieren sich in der Zone zwischen Wunsiedel und Marktredwitz, desgleichen im Raum zwischen Erbdorf und Vohenstrauß. Den kristallinen Vorspessart repräsentieren ebenfalls Gesteine der Profiltypen a bis c der [Abbildung 2.4-1](#).

Literatur: CHARDIN (1931), FARMER et al. (1992), GEBAUER (1993 a, 1993 b), HAHN et al. (1988), HEUSE et al. (1994), MIELKE (1982, 1985), REITLINGER (1959), STEIGER (1966), ZURAWLEWA & MANJEW (1966).

2.5 Variskische Intrusivgesteine

Im heutigen Anschnittniveau des bayerischen Grundgebirges werden große Areale von den variskischen Intrusivgesteinen eingenommen. Es dominieren **Granite**, daneben sind auch **Granodiorite** und **Diorite** sowie untergeordnet auch gabbroide Plutonite vertreten. Diese bis auf wenige Ausnahmen nicht mehr duktil deformierten Plutonite besitzen nach radiometrischen Altersdatierungen Intrusionsalter von ca. 340 ma bis etwa 280 ma. Der Beginn der Intrusionen fällt somit noch in die Phase der jungvariskischen Deformation und Metamorphose.

Die Herkunft und Entstehung dieser oft ausgedehnten Magmenkörper ist noch immer nicht zweifelsfrei geklärt. Nach ihrer Isotopenzusammensetzung können die nordostbayerischen Granite als **S-Typ-Granite** bezeichnet werden, d.h. als Granite, die durch Aufschmelzungsprozesse aus ehemaligen Paragesteinen in der mittleren bis tieferen Erdkruste entstanden sind. Die Diorite bis gabbroiden Gesteine zeigen dagegen vielfach I-Typ-Isotopenmerkmale, d.h. deren Magmen können hauptsächlich als Aufschmelzungsprodukte aus Erdmantelmaterial abgeleitet werden.

In der nördlichen **Oberpfalz** und dem **Fichtelgebirge** sind granodioritische, dioritische bis gabbroide Plutonite verbreitet, die unter dem historisch bedingten Sammelbegriff Redwitzite zusammengefaßt werden. Die herzynische Intrusion dieser Redwitzite ist häufig an den Beginn der Granitintrusion zu stellen. Teilweise sichtbare fließende Übergänge zwischen **Redwitzit** und den älteren Fichtelgebirgs-Graniten sprechen für eine gleichzeitige bis zeitlich dicht aufeinander folgende Intrusion. Bei den Redwitziten Nordostbayerns handelt es sich überwiegend um magmatisch differenzierte Intrusiva, deren Schmelzen zum Teil mit granitischen Krustenschmelzen vermischt wurden.

Die **nordostbayerischen Granite** sind in zwei Altersgruppen zu gliedern, wobei die ältere Gruppe in eine Früh- und eine Spätphase weiter unterteilt werden kann. Die ältere Granitgruppe weist Intrusionsalter von 340 ma bis 310 ma auf. Zu diesen meist grobkörnigen Graniten mit porphyrischen Kalifeldspateinsprenglingen gehören der Kristallgranit I des Regensburger Waldes (ca. 330 ma) und der Leuchtenberger und Finsterauer Granit (ca. 330 ma) sowie der Falkenberger Granit, Weißenstadt-Marktleuthener Granit, der Weinsberger- und Dreissessel-Granit (um 330 ma). In die Spätphase dieses Abschnitts I gehören unter anderem der Steinwald-Granit, der Mitterteicher Granit, der Kristallgranit II des Regensburger Waldes, der Saldenburger, der Hauzenberger und der Flossenbürger Granit. Da bei vielen absoluten Altersdatierungen obiger Granitoide schwer zu kontrollierende Annahmen in bezug auf die Mutter/Tochter-Isotopensystematik gemacht wurden, sind akkurate Alterswerte nicht immer garantiert. Somit sind

in Zukunft Modifikationen, die wahrscheinlich weniger als 20 ma betragen werden, zu erwarten. Die jüngere Granitgruppe (Intrusionsalter bis 280 ma) ist nur im Fichtelgebirge und im Erzgebirge verbreitet. Hier treten mit dem Zinngranit chemisch stark spezialisierte Typen auf.

Den Abschluß der spät- bis postvariskischen Intrusionsphase bilden **Aplite** bzw. **Leukogranite** und **Pegmatite**. Diese magmatischen Spätphasen können spezielle Elementanreicherungen aufweisen, wie z. B. der Phosphat-reiche Pegmatit von Hagendorf.

Bisher nicht gelöst ist die Frage der Herkunft der intermediär bis basischen **Lamprophyre**, die als postgranitische Ganggesteine (Alter um 280 ma) an Lineamentstrukturen auftreten. So z. B. im Bereich des Ochsenkopf-Massivs des Fichtelgebirges und im Nahbereich der KTB-Bohrung Windischeschenbach/Oberpfalz; dort existieren NW-SE- bis NNW-SSE-streichende Lamprophyrgänge (Kersantite, Minette).

Die **Porphyr-** bzw. Quarzporphyrgänge und die Pinitporphyre sind mit der postvariskischen Unterrotliegend-Bruchtektonik verbunden (Bereich Fränkische Linie bei Weiden, Fichtelgebirge, Kristalliner Vorspessart, Regensburger Wald).

Literatur: CHRISTINAS et al. (1991 a, 1991 b), HECHT et al. (1993), HOLL (1988), KÖHLER & MÜLLER-SOHNUS (1985, 1986), KÖHLER et al. (1989), PROPACH et al. (1991), RICHTER (1984), RICHTER & STETTNER (1979, 1987), SIEBEL (1993), SPIEGEL et al. (1991), WENDT et al. (1988).

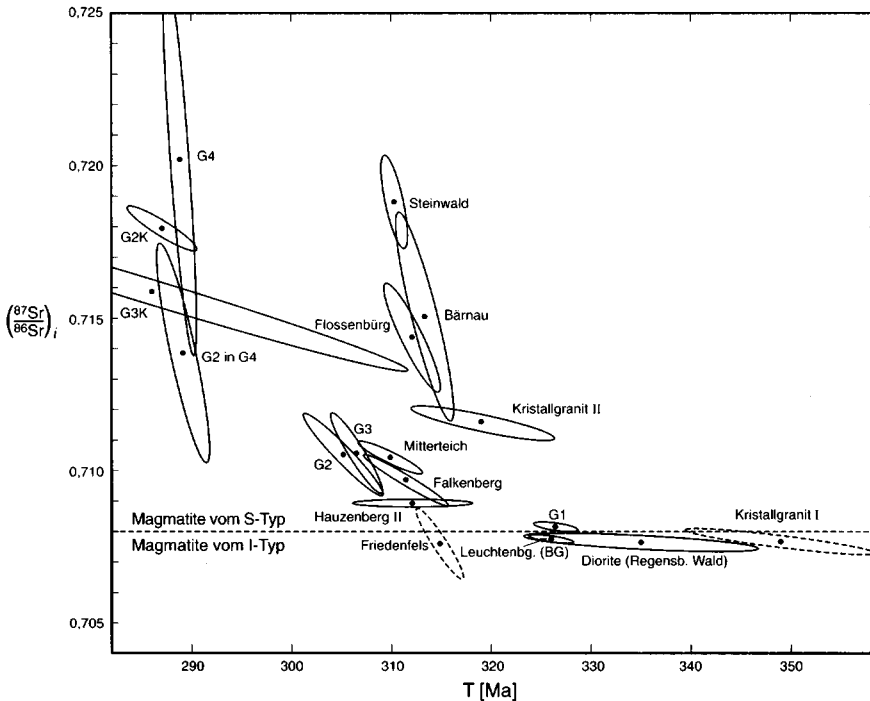


Abb. 2.5-1 Geochronologische Verteilung und Sr-Isotopenentwicklung von variskischen Magmatiten aus Nordostbayern.

Zusammenstellung abgeändert nach SIEBEL (1993): Hauzenberger Granit II – Passauer Wald; Kristallgranite I und II, Diorite – Regensburger Wald; G1-G4, G2K, G3K, G2 in G4 – Fichtelgebirgsgranite; Falkenberg, Steinwald, Mitterteich, Leuchtenberg, Friedenfels, Flossenbürg, Bärnau – Granite der nördlichen Oberpfalz.

2.6 Metamorphe Gesteine des Paläozoikums und Präkambriums

HUBERT MIELKE

Die folgende Zusammenstellung lehnt sich an den Beitrag „Die wichtigsten metamorphen Gesteine des Paläozoikums und Präkambriums“ von W. BAUBERGER & G. STETTNER für die 3. Auflage der Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000 (1981) an.

Gestein Kartensymbol [prämetam. Ausgangsgest.]	Beschreibung Gefügebild	Vorkommen Verbreitung	Mineralbestand
„Epigneis“ Gne [Saure Tuffe-/ Tuffite, Tuffiti- sche Arkosen]	Porphyroidschiefer bis -gneise im epizonalme- tamorphen Stockwerk. Quarz- und Feldspat- Blasten (mm) in fein- körniger quarzitischer-se- ricitischer (pylliti- scher) Matrix	Fichtelgebirge mit Waldsassener Schieferge- birge. Parallel zur Schichtung des Kam- broordoviziums verlau- fende Einschaltungen; gelegentlich tektonisch stärker verformt.	Matrix: Quarz, Sericit, seltener Biotit (Quarzit, Quarzphyllit, Wechsella- gerung Quarzit/Phyllit); Einsprenglinge: Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas
Granitoider Gneis, Augen- gneis, „Ortho- gneis“ Gnl [Granit, Ignim- brit, saurer Tuff-/ Tuffit]	helle, mittel- bis grob- körnige, schwach bis straff, mitunter flaserig geschieferte Gneise, z. T. mit bis cm-großen, augenartigen Großfeld- späten	Fichtelgebirge, Münch- berger Masse, Oberpfäl- zer und Bayerischer Wald;	Quarz, Kalifeldspat, Pla- gioklas, Muscovit, Biotit; örtlich Andalusit oder Sillimanit (Cordie- rit, Granat, Turmalin)
Metaaplit (Metapegmatit) [Aplit]	hellgrau bis weißlich gelb, fein- bis grobkör- nig, schiefrig, hin und wieder massig	gang- oder linsenför- mig, mitunter auch kleinflächig, Oberpfäl- zer und Bayerischer Wald	Quarz, Kalifeldspat, Pla- gioklas, Biotit; Granat, Sillimanit, Turmalin
Phyllit oPh, cbPh [sandstreifiger Ton]	feinkörniges, schiefri- ges Gestein mit glatten bis strähnig-schuppi- gen, glänzenden Schie- ferungsflächen, silber- bis dunkel- bis grün- grau; häufig mit hellen Quarzmobilisaten	zentrales Fichtelgebir- ge Böhmen	Sericit, z.T. Muscovit, Chlorit, z.T. Biotit, Quarz, z.T. Albit, Gra- nat, örtlich Graphit
Phyllit mit Über- gängen zu Glim- merschiefer PhGl [sandstreifiger Ton]	Phyllit (vgl. oben), Hell- glimmer z. T. zu klein- schuppigem Muscovit umkristallisiert; Korn- vergrößerung gegen- über Phyllit	Fichtelgebirge Bayeri- scher Wald (Rittsteig)	Sericit, Muscovit, Chlo- rit, Biotit, Quarz, z.T. al- bitischer Plagioklas, Granat, örtlich Graphit, (Chloritoid)
Glimmerschiefer, z. T. mit Über- gängen zu glim- merreichem Gneis Gl Gn [sandstreifiger Ton]	dünn- bis dickschiefrig, mit glänzenden Schie- ferungsflächen, hell- (silber-) bis dunkelgrau, fein- bis feinkörnig; mitunter kleingefältelt, häufig mit hellen Quarz-Feldspat Mobili- saten	Bayerischer Wald (Os- sergebiet), nördlicher Oberpfälzer Wald, Fich- telgebirge	Quarz, Muscovit, Biotit, Chlorit, Mikroklin, Pla- gioklas; Granat, Staurio- lith, Andalusit, Sillima- nit, Turmalin, örtlich Graphit

Gestein Kartensymbol [prämetam. Ausgangsgest.]	Beschreibung Gefügebild	Vorkommen Verbreitung	Mineralbestand
Glimmerreicher Gneis G1 Gn (Glimmergneis, Biotit-(Lagen- Gneis) (z.T. migmatisch) agl [sandstreifiger Ton]	Übergangsgesteine zwischen Glimmerschiefer u. Gneis, mit relativ hohen Gehalten an Dunkelglimmer. Feinlagig bis fein gebändert, z.T. plattig, meist eng gefaltet, fein- bis feinkörnig	Bayerischer Wald (Grenzkamm), nördl. Oberpfälzer Wald	Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas, Biotit; (Muscovit, Cordierit, Sillimanit, Andalusit, Granat)
Biotitgneis Gn [Ton, Alkali- Tuffit]	lagig-flaserig, manchmal stengelig gefältelt, meistens gebändert; fein- bis mittelkörnig	Oberpfälzer (und Bayerischer) Wald	Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas, Biotit; (Cordierit, Sillimanit, Graphit, Granat)
Biotit-Plagioklasgneis (hell) [von saurem Vulkanismus beeinflusstes Sediment]	plattig bis bankig, mitunter auch stengelig oder flaserig (schiefrig), fein- bis feinkörnig, häufig gebändert (Wechselagerung biotitreicherer und ärmerer Lagen)	flächenhaft und als Einschaltung in anderen Gneisen, Oberpfälzer (und Bayerischer) Wald	Quarz, (Kalifeldspat), Plagioklas, Biotit; (Cordierit, Granat)
Quarzitgneis (quarzitischer Gneis) [Sandstein]	fein- bis feinkörnig, Wechsel von feiner- und grobkörnigen Lagen oder von biotitreichen und -ärmeren Partien (mm- bis cm-Rhythmus)	als Einschaltung in anderen Gneisen, untergeordnet auch flächenhaft - Hauptverbreitungsgebiet: Grenzkamm Bayerischer Wald, Oberpfälzer Wald	Quarz (über 50%), Kalifeldspat, Plagioklas, Biotit, (Granat, Staurolith), Schwerminerale
(Granat)-Cordierit-Sillimanitgneis Gn [sandstreifige Tone mit stärkerem lateritischem Verwitterungseintrag, Bauxit]	cm- bis dcm-mächtige helle und dunkle Lagen. Häufig zerbrochenes und rotiertes Lagengefüge (Agmatit) durch selektives Aufschmelzen. Auffallend starke Quarzexudationen. Cordierit und reliktscher Granat bevorzugen dunkle Partien.	flächenhaft im Bayerischen und Oberpfälzer Wald	Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas, Biotit, Cordierit, Sillimanit, (Granat)
Aplitisch-granitischer Gneis (z.T. mit Sillimanitknoten), „Granulit“, „Leptynit“ [saure Tuff-/Tuffit]	hell, überwiegend feinstreifig, (in der Oberpfalz z.T. cm-große Sillimanitknoten)	z.T. flächenhaft, vorwiegend geringmächtige Einschaltungen in anderen Gneisen, Oberpfälzer Wald, Passauer Wald	Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas, Biotit, Sillimanit, Granat, (Cordierit)

Gestein Kartensymbol [prämetam. Ausgangsgest.]	Beschreibung Gefügebild	Vorkommen Verbreitung	Mineralbestand
Diaphthoritgneis Gn [von rückschreitender Metamorphose geformtes Gestein]	schiefrig-lagig, oft gefältelt, vorwiegend fein- bis feinkörnig, glimmerreich	flächenhaft im nördlichen Oberpfälzer Wald	Quarz, Plagioklas, Biotit, Muscovit, (Cordierit), Sillimanit, Granat)
Perlgnais My [Tiefen-„Mylonit“, duktil gebildet, während der aufsteigenden Metamorphose]	körnig-massig bis schiefrig (flaserig), (klein-), mittel- (bis grob-)körnig; isometrisch oder rundlich ausgebildete Plagioklase („Perlen“)	vorwiegend flächenhaft, mitunter auch in schmalen Zonen (gangförmig) in anderen Gneisen; Hauptverbreitungsgebiet: zwischen Donau und Pfahlzone	Quarz, Plagioklas, Biotit, (Kalifeldspat, Cordierit)
„Mylonitgneise“, Blastomylonite My [duktil verformtes Gestein]	schiefrig, flaserig, mitunter auch massig, kleinaugig („porphyrisch“), vorwiegend fein- bis feinkörnig	langgestreckte Züge im Bereich von Störungszonen	Quarz, Plagioklas, Biotit, Muscovit, Chlorit, (Kalifeldspat, Sillimanit, Granat, Calcit)
Mylonite i.a. (Ultramylonite) [kataklatisch gebildetes Gestein]	schiefrig oder brekziös, hin und wieder auch massig, mitunter auch „tonig“, manchmal ganz oder teilweise verkiegelt	Begleitgesteine von Störungen	Reste des Ausgangsgesteins oder Umwandlungsprodukte desselben (Montmorillonit, Illit, Chlorit, Sericit, Quarz)
Körnelgneis Gneis mit beginnender Granitierung	körnig-massig (granitartig) bis schiefrig-flaserig; mm-körnige Grundmasse mit cm-großen idiomorphen Kalifeldspateinsprenglingen	flächenhaft im Bayerischen Wald, Hauptverbreitungsgebiet: Regensburger Wald	Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas, Biotit
Granitischer und granodioritischer Anatexit Mi [Gneis mit Anzeichen stärkerer Aufschmelzung]	fehlendes oder undeutliches Parallelgefüge, mittel- bis grobkörnig, mitunter Kalifeldspateinsprenglinge	Bayerischer und Oberpfälzer Wald (u.a. Ödwieser Granit, „Granite südlich von Passau“)	Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas, Biotit, (Cordierit)
Migmatischer, nebulitischer Gneis Mi [Unter Alkali-Zufuhr teilaufgeschmolzener Gneis]	weitgehend aufgelöstes Lagengefüge (nebulitisch - wolkig - diffus), mitunter auch schlierig, vorwiegend klein- bis grobkörnig, meistens grobbankig, massig	Oberpfälzer und Bayerischer Wald, z.T. flächenhaft	Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas, Biotit, (Cordierit, Sillimanit, Hornblende)

Gestein Kartensymbol [prämetam. Ausgangsgest.]	Beschreibung Gefügebild	Vorkommen Verbreitung	Mineralbestand
(Cordieritflekken-) Aloid und Pegmatoid [gangförmig abgepreßte Teil-schmelzen]	massig, sehr hell	linsen- bis gangförmige Einschaltungen in anderen Gneisen, vor allem im Oberpfälzer Wald	Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas, Cordierit
Palit Pa [Aus sauren und basischen Teilschmelzen entstandenes Gestein]	lagig-flaserig, vorwiegend grobkörnig, große Kalifeldspateinsprenglinge	Pfahlzone, vor allem südöstlich vom Regen	Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas, Biotit, Hornblende
Graphitschiefer, Graphitgneis, Graphitquarzit c [Sediment mit höherem organischem Anteil]	grau-schwarz, schuppig-schiefrig, fein- bis mittelkörnig	südöstlicher Bayerischer Wald, Hinterer Bayerischer Wald, nördlicher Oberpfälzer Wald, Fichtelgebirge	Graphit, Quarz, (Feldspäte, Glimmer, Cordierit, Sillimanit)
Marmor Km [Kalkstein]	dünn- bis dickbankig, weiß bis grau, häufig weiß-grau (schwarz) gebändert	schichtige Einlagerungen im Fichtelgebirge und im Bayerischen Wald (hier häufig linsig aufgelöst)	Calcit, Dolomit, (Tremolit, Chondrodit, Diopsid, Grammatit, Phlogopit, Graphit, Olivin, Serpentin, Quarz)
Kalksilikatgneis, (Kalksilikatfels), Erlan, Ks [sandig-toniger Kalkstein bzw. Dolomit]	vorwiegend dünn- bis feinlagig gebändert, mitunter auch massig, grünlichgrau bis rötlich (bunt), manchmal schwärzlich; vorwiegend feinkörnig	lagig-schichtig und in bestimmten Folgen konzentriert: Fichtelgebirge, nördlicher Oberpfälzer und Passauer Wald (im Übrigen als dm- bis 10er-m große Linsen in moldanubischen Gneisen)	Quarz, Plagioklas, Diopsid, Granat, Klinozoisit-Epidot, (Calcit, Vesuvian, Hornblende, Tremolit)
Amphibolit i. allg. (z.T. Gabbroamphibolit) mB Basalt, toniger Kalk]	teils massig, teils schwach bis stark geschiefert, häufig hell gebändert oder hell gesprenkelt; dunkel schwärzlichgrau bis -grün; fein- bis mittelkörnig	flächenhaft: Münchberger Masse, nördl. Oberpfälzer Wald, Gabbroamphibolitmasse von Neukirchen b. Hl. Blut, Passauer Wald	Hornblende, (Amphibol), (Pyroxen), Plagioklas, (Granat, Klinozoisit, Epidot, Biotit, Chlorit, Quarz)
Prasinit mB [basische Tuffe/ Tuffite]	schiefrig-schuppig bis lagig und massig; grau-grün bis dunkelgrün; fein bis feinkörnig	Prasinit-Phyllit-Zone der Münchberger Masse, nördl. Oberpfälzer Wald	Albit, Hornblende, Chlorit, Epidot, Klinozoisit, (Stilpnomelan)

Gestein Kartensymbol [prämetam. Ausgangsgest.]	Beschreibung Gefügebild	Vorkommen Verbreitung	Mineralbestand
Granatamphibolit [basaltisches Gestein]	schiefrig bis lagig z.T. massig; dunkel- bis schwarzgrün bis schwarz, rötlich-braun gepunktet (Granat) u. ± hell gesprenkelt; klein- bis mittelkörnig	Münchberger Masse, nördl. Oberpfälzer Wald, (Bayerischer Wald)	Hornblende, Plagioklas, Granat, (Zoisit, Quarz, Rutil)
Eklogit, Eklogit-amphibolit mB [basaltisches Gestein]	massig bis lagig, z.T. schiefrig, hell bis dunkelgrüne Grundmasse mit roten bis rotbraunen Granaten; klein- bis grobkörnig	Münchberger Masse, vereinzelt im Oberpfälzer und Bayerischen Wald	Pyroxen (Omphacit), Granat, (Hornblende, Zoisit, Disthen, Rutil, Phengit, Quarz, Plagioklas)
Hornblendebändergneis Gnh [von basischem Vulkanismus geprägtes Sediment]	Lagenwechsel von hornblendereichereren, dunklen Gesteinen (Amphibolit bis Hornblendegneis) mit helleren, feldspatreichereren Gneistypen in mm-, cm-, dm-, und m-Dimensionen; klein bis mittelkörnig	Münchberger Masse, nördl. Oberpfälzer Wald	Hornblende, Plagioklas, Quarz, Klinozoisit, Epidot, Granat, Hell- und Dunkelglimmer, Chlorit usw.
Serpentinit mB [ultrabasisches Gestein]	massig, grünlich-schwarz, glänzende Oberflächen	Grünschieferzone der Münchberger Masse, Erbdorfer Grünschieferzone, Einzelvorkommen im Oberpfälzer und Bayerischen Wald	Serpentinminerale, Chlorit, Tremolit, (Strahlstein), Magnetit, (Olivin, Pyroxen)
Peridotit mB [ultrabasisches Gestein]	massig, grünlich-schwarz	reliktisch in Serpentinit (vgl. oben)	Olivin, Pyroxen, (Serpentinminerale, Chlorit, Tremolit)

3 Gesteinsfolge des Deckgebirges nördlich der Donau und im Molasseuntergrund

3.1 Perm

WALTER FREUDENBERGER

Die Abtragung des variskischen Gebirges, die bereits im Oberkarbon begonnen hatte, setzte sich im Perm fort. Nach der Einebnung bis auf wenige Schwellenbereiche im Rotliegend transgredierte schließlich mit Beginn des Zechstein das Meer von N kommend in breiter Front. Die verbliebene Vindelizische Schwelle verhinderte den Zugang zur Tethys im S. Semiarides bis arides Klima führte zur Bildung roter Kontinental-sedimente (Rotliegend) und mariner Evaporitsequenzen (Zechstein).

3.1.1 Rotliegend

Innerhalb des variskischen Grundgebirges entwickelten sich im Gefolge einer Scher- und Dehnungstektonik intramontane Becken, die sich im Verlauf des späten Oberkarbon und frühen Perm mit bis zu mehreren tausend Metern mächtigen kontinentalen Sedimenten füllten (ZIEGLER 1982, WALTER 1992). Die spätvariskischen tiefreichenden Krustenstörungen führten auch auf dem Gebiet Bayerns zu weitverbreiteter vulkanischer und intrusiver Tätigkeit. Der **Vulkanismus** äußerte sich durch Förderung meist intermediärer bis saurer, andesitischer bis rhyolithischer Vulkanite (Porphyrite bis Quarzporphyre) und pyroklastischer Gesteine (Tuffe, Tuffite, Ignimbrite). Höhepunkte der Eruptionstätigkeit wurden an der Wende Oberkarbon/Perm und im Unterrotliegend erreicht. Übertage stehen kleine Quarzporphyr-Vorkommen an bei Obersailauf sowie nordwestlich Stockheim, nördlich von Kulmain, nordwestlich von Erbdorf, östlich von Weiden und als Ganggestein im Fichtelgebirge. In Bohrungen wurde Quarzporphyr bei Rechtenbach im Spessart und Daiting südöstlich des Ries angetroffen. Ferner wurden ein Melaphyrgang (östlich Alzenau) und Melaphyrgerölle (in einer Kissinger Bohrung) bekannt. Tuffite wurden in den Bohrungen Treuchtlingen (SALGER & SCHMIDT-KALER 1978, HAUNSCHILD 1992), Ignimbrite in der Bohrung Abenberg (KURSZLAUKIS & LORENZ 1993) und Vulkanoklastite in der Bohrung Weiden (DILL 1990) erschlossen. Die Bohrung Gunzenhausen hat einen Granitporphyrstock (Mikrogranit) (BAUBERGER 1990) in einer nicht erwarteten Hochlage (unter Ausfall von Buntsandstein) angefahren (HAUNSCHILD 1990).

Das Wissen über die räumliche Anordnung der tektonisch angelegten Senkungs-zonen gründet sich einerseits auf die nicht sehr großflächigen Rotliegend-Vorkommen übertage im Vorspessart und in einigen kleineren Arealen am Westrand des ostbayerischen Grundgebirges bei Stockheim, Weidenberg, Erbdorf, Weiden, Schmidgaden und Donaustauf. Andererseits geben Tiefbohrungen Hinweise auf die **Verbreitung** unter dem meso- und känozoischen Deckgebirge (**Abb. 3.1-1**). Auch die Schwellen waren

keine einheitlichen Hochgebiete. Es werden zunehmend Quersenken und Einzelvorkommen nachgewiesen, die immer wieder zu Korrekturen an dem Bild der Rotliegend-Verbreitung führen.

Südlich der Donau lag überwiegend kristallines Festland, aus dem die Vindelizische Schwelle hervorging. Rotliegend-Senken wurden darin bisher nur vereinzelt entdeckt. So wurden bei Dingelsdorf im **Bodensee-Trog** mächtige Rotliegend-Ablagerungen erbohrt, die sich wahrscheinlich in mehr oder weniger geschlossener Verbreitung und stark reduzierter Mächtigkeit bis Memmingen erstrecken. Ferner haben mehrere Bohrungen zwischen Ingolstadt und Salzburg Schichtenfolgen durchfahren, die nach LEMCKE (1978) ebenfalls Rotliegend enthalten, so bei Perwang, südlich Landshut und bei Wolnzach.

Der Ostteil der früher als Süddeutsche Hauptschwelle bezeichneten Rotliegend-Abtragsregion etwa zwischen Stuttgart, Bamberg und Nürnberg muß aufgrund neuerer Tiefbohrungen heute differenzierter dargestellt werden. Ob ein direkter Zusammenhang mit der Nordschwarzwälder Schwelle besteht, scheint aufgrund der Bohrungen Bad Cannstatt und Allmersbach sehr zweifelhaft (freundl. mündl. Mitt. H. HAUNSCHILD 1994). Im Großraum Nürnberg konnten kleine, derzeit noch nicht exakt begrenzbare Rotliegend-Becken in folgenden Bohrungen nachgewiesen werden: Gunzenhausen (HAUNSCHILD 1990), Abenberg 1001 (HAUNSCHILD 1991, GUDDEN et al. 1993), Weikershof und Bremenstall (in KLARE & SCHRÖDER 1986). Ein weiteres Rotliegend-Vorkommen wird nach Schweremessungen zwischen Forchheim und Erlangen postuliert. In der Bohrung Obersees westlich Bayreuth hingegen wurde kein Rotliegend angetroffen (EMMERT et al. 1985). Auch der **Schramberger Trog** hat nicht, wie früher angenommen, seine Fortsetzung im Naab-Trog, sondern endet bereits westlich Eichstätt. Die neueren Bohrungen Berching (GUDDEN 1982), Eschertshofen (SALGER & SCHMID 1982) und Kallmünz (SCHMID 1982) sowie die refraktionsseismischen Messungen von BADER (1982) ergaben dies. Es gibt also keinen Rotliegend-Trog südwestlich Amberg, sondern eine Hochzone. Dieses Nürnberg-Landshuter Hoch (SCHRÖDER 1976, KLARE & SCHRÖDER 1986) ist eine NW-SE streichende Schwellenzone südöstlich Nürnberg, die sich im Landshut-Neuöttinger Hoch fortsetzt (BADER 1982 b).

In der Bohrung Treuchtlingen 2 wurden mehr als 300 m Rotliegend erbohrt (HAUNSCHILD 1992). Nach refraktionsseismischen Messungen BADERS (1991) ist die NE-Ausbuchtung des Schramberger Trogs als tektonischer Graben, der Rotliegend enthält, zu deuten (HAUNSCHILD 1992). Der bis zu 100 km breite **Kraichgau-Saale-Trog**, in dem bei Rannungen 707 m Rotliegend erbohrt wurden, wird durch die relativ schmale Spessart- und Rhön-Schwelle vom Saar-Selke-Trog getrennt. Die Tröge und Becken am Westrand der Böhmisches Masse werden genetisch im Zusammenhang mit spätvariskischer, dextraler Lateralbewegung gesehen (SCHRÖDER 1990). Aufgrund reflexionsseismischer Messungen postuliert MÜLLER (1994) ein zusammenhängendes Sedimentationsgebiet zwischen Stockheimer Becken und dem Donaustauer Permokarbon-Vorkommen. Dieser „**Nordostbayerische Permokarbon-trog**“ umfaßt die bisher mit Lokalnamen bezeichneten Vorkommen wie Weidenberger Trog, Erbdorfer Rotliegend, Weidener Becken, Naabtrog u. a. An der Fränkischen Linie im E ist der Trog bis zu 4,5 km vom Alten Gebirge überschoben worden. Die tiefste Absenkung der Trogbasis und die aus dem Reflexionsbild ermittelte größte Permokarbon-Mächtigkeit beträgt südlich der Bohrung Röthenbach mehr als 2 800 m (MÜLLER 1994). Im Weidener Becken sind über 2 000 m Rotliegend-Sedimente erhalten (MEYER 1989 a).

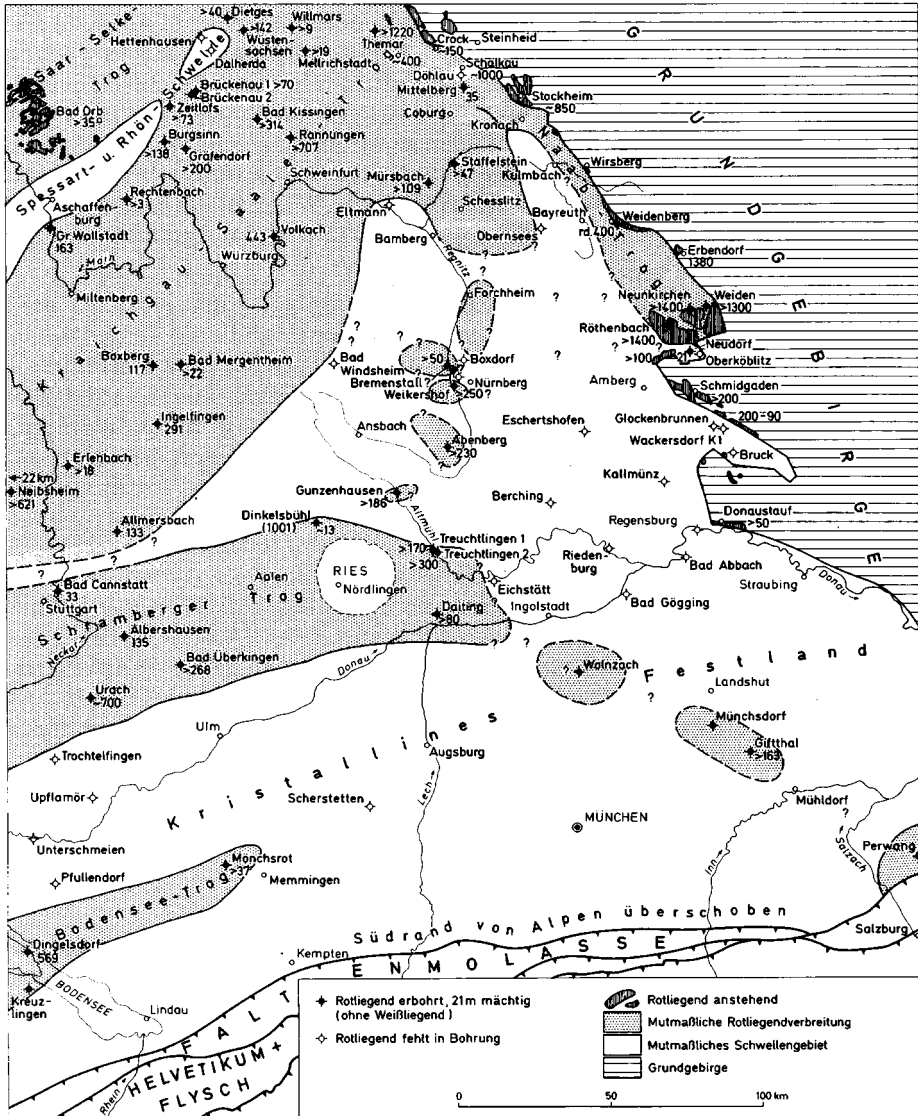


Abb. 3.1-1 Rotliegend: Verbreitung und Paläogeographie (aus HAUNSCHILD im Druck; Nachträge: Bohrungen Boxdorf, Treuchtlingen 2).

Für die Zeit des Rotliegend sind in Mitteleuropa zunächst noch zwischen humid und semiarid pendelnde warme Klimate (Unterrotliegend), später zunehmend aride, halbwüstenartige Verhältnisse (Oberrotliegend) anzunehmen (GEYER & GWINNER 1991). Die Sedimente sind durchwegs auf dem Festland (terrestrisch) entstanden, aber meist aquatisch überprägt. Es überwiegen Konglomerate, Fanglomerate, (Arkose-) Sandsteine mit Silt- und Tonsteinlagen. Unregelmäßig eingeschaltet sind Vulkanite und pyroklastische Gesteine. Der Sedimentationsraum weitete sich im Verlauf des Rotliegend aus, das Relief wurde zunehmend eingeebnet. Während das Unterrotliegend nur die tieferen Teile der Senken auffüllte, griff das Oberrotliegend großflächig auf das Grundgebirge über.

Die **Gliederung** der Rotliegend-Sedimente Bayerns erfolgt traditionell nach lithofaziellen Gesichtspunkten. Die kontinentalen Ablagerungen sind nahezu fossilfrei, nur Mikroflora (Sporen und Pollen) bieten derzeit die Möglichkeit einer biostratigraphischen Korrelation (vgl. VELD & KERP 1992). Der Sedimentationsprozeß verlief in den verschiedenen Rotliegend-Senken wenig einheitlich, deshalb lassen sich Schichtprofile über größere Entfernungen nur in groben Zügen korrelieren. Selbst die Abgrenzung des Rotliegend gegen das liegende Karbon, das auch in Rotliegend-Fazies vorliegen kann, und den hangenden Zechstein ist wegen der Faziesübergänge meist problematisch. Das Unterrotliegend wird bis 1300 m, das Oberrotliegend bis 500 m mächtig. Für das Weidener Becken stellte DILL (1990) eine Gliederung des Permokarbons in vier Abschnitte vor: Bechtsrieth-Formation (Oberkarbon), Schadenreuth-Formation (Autun), Weiden-Formation mit Kornberg-Vulkanoklastit-Vulkaniten (Autun-Saxon), Tiefenbach-Formation (Saxon-Thuringium ?). STETTNER (1992 b) und STETTNER & RICHTER (1993) gliedern das Permokarbon im Raum Erbdorf-Weiden in vier Zyklen, wobei nur das Basiskonglomerat bei Erbdorf fraglichem Stefan zugeordnet wird und die Bohrung Weiden im Unterrotliegend endet.

Unterrotliegend, ru

Unterrotliegend-Sedimente liegen in Senken und Gräben, die meist schon im Oberkarbon angelegt worden sind. Die Abgrenzung des Oberkarbon vom Unterrotliegend geschieht meist nicht zweifelsfrei. So war beispielsweise lange unklar, ob bei Erbdorf eine 65-90 m mächtige Schichtenfolge über dem Gneisuntergrund, die dünne Kohle-ton-Zwischenlagen und ein paar kleine Steinkohleflöze (bis 2 m) enthält, noch zum Oberkarbon gehört oder schon zum Rotliegend. In der stratigraphischen Gliederung des Erbdorfer Rotliegend nach DILL (1990) werden die basalen 520 m aufgrund C. HARTKOPF-FRÖDERS palynostratigraphischer Einstufung in das Oberkarbon gestellt. Die früher als tieferes Unterrotliegend datierten kleinen Kohleflöze und bituminösen „**Brandschiefer**“, die im Wechsel mit dunkelgrauen bis schwarzen, schiefrigen Tonsteinen und fein- bis grobkörnigen Sandsteinen auftreten, werden nach palynologischen Untersuchungen von VELD & KERP (1992) dem Oberkarbon (Stefan A-B) zugerechnet. Im höheren Unterrotliegend werden kohlehaltige Lagen immer seltener. Rote, feldspathaltige Sande, die gelegentlich von groben Geröllablagerungen durchsetzt sind, nehmen zu. Vereinzelt treten dünne Karbonat-Ausscheidungen (u. a. bei Rannungen) auf sowie anhydrithaltige Tonsedimente (bei Weiden und Stockheim). Am Schichtenaufbau ist außerdem in unterschiedlichem Maße lokal Tuffmaterial beteiligt.

Unterrotliegend-Sedimente kommen vor bei Stockheim, Erbdorf und Weiden sowie bei Schmidgaden und Donaustauf. Korrelierungen von Unterrotliegend-Abfolgen am Rande der Weidener Bucht unternahm HELMKAMPF et al. (1982). Sie gliedern das Unterrotliegend ru1/ru2 in Basisfolge/Untere Graufolge/Mittlere Rotfolge/Obere Graufolge und das Unterrotliegend ru3 in Übergangsfolge und Rote Hauptfolge. Am Nordrand der Bodenwöhrer Senke streichen permische Arkosen in kleinen, von Kristallin z. T. überschobenen Grabenresten, als schmale Streifen entlang der Pfahlstörungszone aus. Man vermutet dort eine ursprünglich wesentlich größerer Verbreitung des Rotliegend. Bei Pingarten wurde Rotliegend mindestens 500 m weit auf das Vorland überschoben und außerdem an der Pfahlstörung aufgeschleppt (MEYER 1993 a, ENDLICHER & HALBACH 1993). Seine ursprüngliche Mächtigkeit betrug mehr als 300 m. Unterrotliegend-Sedimente sind außerdem in den Bohrprofilen von Treuchtlingen und Dingelsdorf enthalten und wahrscheinlich auch in Rannungen.

Oberrotliegend, ro

Die Ausweitung des Ablagerungsraumes wurde bei Weidenberg sowie in den Bohrungen Mittelberg und Neudorf (HAUNSCHILD 1979) nachgewiesen, wo Oberrotliegend – z. T. mit **Basiskonglomerat** – unmittelbar das Grundgebirge überlagert. Auch südöstlich von Weiden griff es auf immer ältere Schichten des Unterrotliegend über. Im Oberrotliegend überwiegen Rotsedimente, teils als tonhaltige Sandablagerungen (bei Stockheim, Erbdorf, Rannungen, Volkach, Treuchtlingen, Dinkelsbühl, Dingelsdorf), teils als grobe Fanglomerate (bei Weidenberg und Weiden). Sie enthalten lokal karbonatische Konkretionen, ab Weidenberg südostwärts häufig mit Chalcedon-Ausscheidungen (Karneol) verknüpft (EMMERT 1981 a). Die früher als „**Permotrias**“ ausgeschiedenen roten Schuttmassen im Raum Hirschau–Schnaittenbach–Neudorf sowie nördlich und westlich von Bodenwöhr werden auch dem Oberrotliegend zugerechnet (HAUNSCHILD 1979).

Die Bohrungen Daiting und Eichstätt haben über dem Grundgebirge Wechselfolgen aus hell- bis rötlichgrauen Fein- bis Grobsandschichten und roten, tonigen Zwischenlagen angetroffen, die sich stratigraphisch nicht sicher einstuft lassen („kontinentale Trias“).

Im NW Bayerns streichen Rotliegend-Vorkommen am nordwestlichen Rand der Spessartschwelle aus, in einem schmalen Streifen zwischen den Quarzit-Glimmerschieferzügen des kristallinen Vorspessarts und dem Kinzigtal. Nördlich schließt das Sedimentationsgebiet des Wetterau-Troges an. Auf dem Schwellenrand kamen über präpermischem oder präoberrotliegendem Relief die überwiegend grobklastisch ausgebildeten **Rodenbach-Schichten**, die hangend von Zechstein begrenzt werden, zur Ablagerung (KOWALCZYK & PRÜFERT 1978, KOWALCZYK 1983). Diese verzahnen sich beckenwärts mit den feinklastischen Bleichenbach-Schichten des Wetterau-Troges.

Auf der Spessartschwelle selbst gibt es Vorkommen von Rodenbach-Schichten in lokalen Senken bei Geiselbach, Hofstädten und Omersbach (WEINELT 1993). Das bis zu 150 m mächtige, nach S auskeilende Rotliegend am nördlichen Schwellenrand wird aus sehr groben Konglomeraten bzw. Breccien und geringmächtigen Sand- und Siltsteinen aufgebaut. Der Übergang zum marinen Zechstein vollzog sich allmählich, unter Zunahme der Dolomitführung und mit einer Änderung im Geröllspektrum, denn neben Spessartgesteinen treten am Top der Abfolge auch Taunusquarzite auf (WEINELT 1993).

Weißliegend

Über Rotliegend und unter Kupferschiefer (Zechstein) lagern auffällig hellgraue bis weiße, vorherrschend feinkörnige, karbonatische Sandsteine. Diese äolischen bis aquatischen Bildungen verzahnen sich beckenrandwärts mit fluviatilen Konglomeraten („Zechstein-Konglomerat“) (RICHTER-BERNBURG 1987). Die Mächtigkeit liegt in der Regel unter 10 m. Nur nördlich von Würzburg erreicht sie nach Bohrungen im Raum Bad Kissingen–Mellrichstadt–Willmars 40–45 m.

3.1.2 Zechstein, z

Im oberen Perm fand ein deutlicher paläogeographischer Umbruch statt, bei dem die noch im Rotliegend herrschenden variskischen (NE-SW) Konturen zum Teil durch neue Elemente in rheinischen (NNE-SSW) Richtungen abgelöst wurden (GEYER & GWINNER 1991). Das flache, mehrfach einer Eindampfung unterliegende Epikontinentalmeer des Zechstein drang über die Hessische Senke buchtartig in den süddeutschen Raum vor. Die Küstenlinie verlief etwa zwischen Stuttgart und Bayreuth (Abb. 3.1-2). Als Untiefe mit reduzierten Mächtigkeiten (0–100 m) machte sich die Spessart- und Rhönschwelle bemerkbar. Sie grenzten das Fulda-Becken im W vom **Fränkischen Becken** um Mellrichstadt im E ab. Die stärkste Senkungstendenz östlich der Schwelle zeigt der Raum zwischen Bad Kissingen und Meiningen, wo bis zu 290 m mächtige marine Zechstein-Sedimente (Mächtigkeit ohne Bröckelschiefer-Folge) abgesetzt wurden. Das Fränkische und das **Werra-Fulda-Becken** sind während des Zechsteins noch deutlich variskisch ausgerichtet. Mit der beginnenden Bröckelschiefer-Folge verlagert sich die Sedimentationsrinne in die rheinische Richtung (KÄDING 1978). Die Bröckelschiefer-Folge wird heute als Randfazies der höheren salinaren Zechstein-Zyklen 5, 6, 7 und 8 (?) des zentralen Norddeutschen Beckens angesehen (LEPPER [Hrsg.] 1993).

Übertage steht der Zechstein im N Bayerns nur in wenigen kleinen **Vorkommen** an (Abb. 3.1-2): im Vorspessart (paläogeographisch auf der Untiefe der Spessartschwelle), nördlich Kronach (LEITZ 1976) und in einer Klemmscholle westlich von Urspringen in der Rhön. Untertage wurde er durch zahlreiche Tiefbohrungen erschlossen. Einzelne Nachweise gelangen auch im Alpenvorland in den Bohrungen bei Wolnzach und Giftthal (LEMCKE 1978).

Die Salinarfazies im marinen Zechstein sowie die Sedimente mit Rotliegend-Charakter des terrestrischen Zechsteins sprechen für arides Klima mit zeitweise sintflutarartigen Regenfällen (SCHUH 1985). Die im Werra-Zyklus noch reichhaltige Fauna verarmt zunehmend im Verlaufe des Zechsteins. Marine Fossilien (Fossilliste in TRUSHEIM 1964), insbesondere Muscheln und Brachiopoden, sind vor allem in den karbonatischen Gesteinen erhalten geblieben. Vom südlichen Beckenrand wurden Pflanzenreste ins Meer geschwemmt.

Die **Gliederung** der in marinem Milieu entstandenen Zechsteinablagerungen geht auf RICHTER-BERNBURG (1955) zurück. Er erkannte den mehrfach wiederholten zyklischen Ablauf im Sedimentationsgeschehen, das in der progressiven Phase jeweils mit klastischen Ablagerungen beginnt und über karbonatische und sulfatische zu salinaren Sedimenten führt. Hieraus entwickelte KÄDING (1978) eine Klassifizierung im gesamten Beckenbereich nach Zyklen (z1–z6; Werra-, Staßfurt-, Leine-, Aller-, Ohre-,

Friesland-Serie) und ihre Unterteilung in Ton-(T-), Karbonat-(Ca-), Sulfat-(A-) und Salz-(Na-)Serien. Bei der Zuordnung von salzfreien Randfolgen, die raschen Fazies- und Mächtigkeitsänderungen unterliegen, bestehen auch heute noch große Schwierigkeiten. Als stratigraphische Marker-Horizonte gewinnen die Ergebnisse der Meeresspiegelschwankungen zunehmend Bedeutung, da sie im gesamten Zechstein-Becken verfolgbare sind. Sie lassen sich im Gegensatz zu der Salinitäts-Gliederung auch in randliche Bereiche des Beckens hineininterpretieren, in denen es zur Überflutung beziehungsweise Austrocknung großer Areale mit anschließender Verkarstung kam (PAUL 1985). Eine allgemein akzeptierte mikropaläontologische Zonierung existiert bislang nicht.

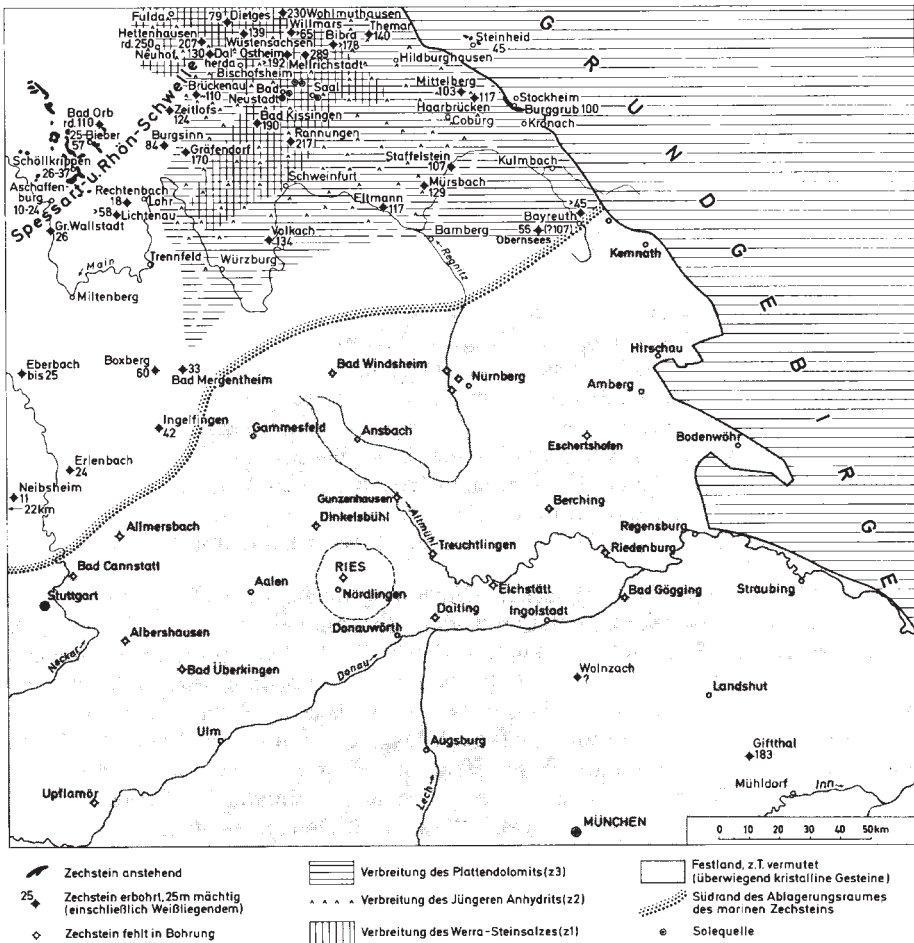


Abb. 3.1-2 Zechstein (exkl. Bröckelschiefer-Folge): Verbreitung und Paläogeographie (aus EMMERT 1981 a: 39; Nachträge: Bohrungen Obersees, Gunzenhausen, Eschertshofen).

Die **Werra-Serie** (z1) dokumentiert die größte Ausdehnung des Zechsteinmeeres in Bayern. Dieser unterste Sedimentationszyklus ist bei Mellrichstadt noch annähernd komplett entwickelt. Dies belegt eine Sedimentfolge, die mit Karbonatauscheidungen (Dolomit und Kalk) beginnt und über die Sulfat- (Gips und Anhydrit) bis zur Chloridphase (Stein- und Kalisalz) reicht. Auch die Bohrungen Mürsbach und Staffelstein zeigen noch typische Beckensedimente mit mächtigen Karbonatabfolgen und Anhydritlagen (GUDDEN 1981 b). Nach diesem Meeresvorstoß erfolgte eine allgemeine Regression, die von der Transgression der **Stafffurt-Serie** (z2) abgelöst wurde. Dieser Zyklus reicht im Fränkischen Becken allerdings nur bis zur Sulfat-Fazies. Während im Becken die braunroten Salztone abgelagert wurden, entwickelten sich am Beckenrand terrestrisch-fluviatile Gesteine. Erst das Leine-Meer drang wieder weiter nach S vor und lagerte in einer Lagune des marin/kontinentalen Übergangsbereiches dunkelgraue Tonsteine mit feinen Dolomitsteinlagen ab, in denen man die Vertretung des Plattendolomites sehen kann (SCHUH 1985). Dieser dritte Zyklus, die **Leine-Serie** (z3), ist im fränkischen Raum also nur noch durch die Karbonat-Fazies vertreten. Die Ausbildung der oberen Zechstein-Serien (z4–z6) sowohl in den beckenwärts liegenden Bohrungen (z. B. Rannungen, Volkach, Eltmann) als auch in der Bohrung Obernsees zeigen, daß im gesamten Fränkischen Becken die stark reduzierte, gleichförmig tonig-schluffige Randfazies des norddeutschen Zechstein-Beckens herrschte (SCHUH 1985). Ihre Verknüpfung mit norddeutschen Standardprofilen ist bisweilen mit Unsicherheiten behaftet. Die Vollständigkeit der Entwicklung der einzelnen Zechsteinserien nimmt von z1 bis z6 stark ab. Das weist auf zunehmende Verflachung des Ablagerungsraumes hin.

Die Gesteinsausbildung des fränkischen Zechsteins ist von TRUSHEIM (1964) und auch von CRAMER (1964 a) eingehend beschrieben worden. Die marine Zechsteinin-
gression muß relativ schnell vor sich gegangen sein, lediglich an Klippen und Steilküstenrändern kam es zur lokalen Ansammlung von wenigen Metern Brandungsschutt (KULICK 1984). Das **Zechsteinkonglomerat** (C1) enthält meist aufgearbeiteten autochthonen Untergrund. Wie die Basalserie der Bohrung Obernsees zeigt, wurde mancherorts zunächst lediglich in terrestrischen Trögen eine grobe Grundgebirgsbreccie abgelagert. Erst im schroffen Farbwechsel von rot nach grau, der in vielen Bohrkernen festzustellen ist, macht sich das Vordringen des Meeres bemerkbar.

Die Möglichkeiten einer zyklischen Gliederung im Spessart zeigte zuletzt PAUL (1985) auf. Die Zechsteinsedimentation beginnt dort mit dem der Werra-Serie (z1) zuzuordnenden 0,1–2,5 m mächtigen **Kupferschiefer** (T1): dunklen, bituminösen, mergeligen Tonsteinen, die verschiedene Metallsulfide (Kupferkies, Bleiglanz, Zinkblende, Pyrit) und Fischreste führen. Er wird als lagunäres, brackisches Sediment gedeutet, das über Erhebungen des Untergrundreliefs auch ausfallen kann. Aufgrund der Bergbautätigkeit auf Vererzungen des Kupferschiefers und Eisen-/Manganzvorkommen im Zechstein-Dolomit weiß man, daß im Spessart der Kupferschiefer über kleinen Schwellen, den sogenannten Flözbergen, regelmäßig auskeilt. Den im Hangenden des Kupferschiefers folgenden, lokal bis über einen Meter mächtigen, laminierten, dolomitischen Mergel stellt PAUL (1985) noch zum Kupferschiefer, da dessen Grenze zum Zechsteinkalk im gesamten Becken durch das abrupte und wahrscheinlich synchrone Einsetzen der Bioturbation gezogen wird. Das Präzechstein-Relief wird im Spessart erst durch den folgenden **Zechsteinkalk** (Ca1) ausgeglichen. Die faziell stark differenzierten Karbonatablagerungen des Zechsteinkalkes schwanken deshalb sehr in ihrer Mächtigkeit: 3–20 m, max. 40 m nordöstlich Schöllkrippen. Sie sind besonders gut auf der Spessart-

Schwelle entwickelt, als graue dünnplattige bis dickbankige, z. T. kavernöse, dolomitische Kalksteine und Dolomite. Innerhalb des oberen Abschnitts des Ca1 tritt auch im Spessart ein Paläokarst-Horizont auf, der den Höhepunkt einer Regression anzeigt, die im gesamten Zechsteinbecken nachweisbar ist. Diesen Karsthorizont kann PAUL (1985) als stratigraphischen Leithorizont verwenden und trennt einen unteren Teil des Zechsteinkalkes (Ca1a) von einem oberen (Ca1b) ab. Über dem Zechsteinkalk folgen im Spessart noch über fünf Meter mächtige, violettrote bis rote Tonsteine mit Schluffsteinen, die er in den A1–z6 einstuft. In Schwerspatgruben bei Heigenbrücken waren die Schwellenkarbonate der Werra-Serie (z1) über Quarzdiorit und unter Buntsandsteinüberdeckung aufgeschlossen; bei Rechtenbach trafen Bohrungen über 20 m mächtige Karbonate an (WEINELT 1993). Bei Mürsbach (GUDDEN 1981 b), Dalherda, Hettenhausen und Burgsinn wurden Bryozoen-Riffe erbohrt. Zum südlichen Beckenrand hin geht der Zechsteinkalk in eine dunkelgraue, tonig-dolomitische, z. T. feinsandhaltige Mergelsteinfolge über. Hangend folgt beckenwärts über dem Zechsteinkalk der **Anhydritknotschiefer** (A1Ca), ein feingeschichtetes, stinkendes, schwarzgraues Karbonatgestein, das schichtparallel eingelagerte Anhydritknötchen enthält.

Darüber folgt nördlich von Würzburg das **Werra-Salinar** mit dem Unteren Werra-Anhydrit (A1) an der Basis. Bei Mellrichstadt wurden insgesamt 158 m Werra-Salz (Na1) erbohrt, bei Ostheim v. d. R. werden 167 m Steinsalz vermutet – die bisher größte Mächtigkeit in Bayern. In Ostheim konnten sogar noch Spuren von Kalisalzen nachgewiesen werden. In anderen Bohrprofilen ist der Steinsalzanteil aber wesentlich geringer, teils von Anfang an, teils infolge Salzauslaugung (Subrosion). Letztere kann zu Senken an der Erdoberfläche führen (z. B. Salzauslaugungssenken bei Bad Neustadt). Die Mineralquellen der unterfränkischen Bäder Kissingen, Bocklet, Neustadt/Saale, Brückenau, Orb und Sodenthal sowie von Burgsinn werden von aufgelöstem Werra-Salz gespeist. Beckenrandwärts ersetzen Anhydrit-, Dolomitmergel- und Tonsedimente zunehmend das z1-Salinar (EMMERT 1981 a).

Im Fränkischen Becken folgt darüber der **Braunrote Salzton** (T2) und der „Jüngere Anhydrit“ (A2), den man in die Staßfurt-Serie (z2) stellt (zuletzt nach KOWALCZYK & PRÜFERT 1978). Dieser geht randwärts in graue und rotbraune, dolomitische Tonschichten mit Anhydritknoten („Untere Letten“) und schließlich, bei Kronach und Bayreuth, in eine dolomithaltige Ton-/Sandstein-Folge (Sandflaserschichten) über.

Es folgt der **Plattendolomit** (Ca3), den man der Leine-Serie (z3) zuordnet. Dieses dunkelgraue, gelb verwitternde, bituminöse Karbonatgestein, das im Beckenbereich mit dunklen Tonsteinzwischenlagen abwechselt, kann bis zu 14 m mächtig werden. Zum Beckenrand hin dünnt dieser Dolomit aus. So liegt in südöstlicher Randfazies das etwa 5 m mächtige Äquivalent des Plattendolomits in der Bohrung Obersees als eine Wechsellagerung geringmächtiger, sandiger Dolomitbänke innerhalb zweier dunkelgrauer Tonsteinhorizonte vor. Ein feinkörniger, leicht karbonatischer Sandstein trennt die beiden Tonsteinlagen (SCHUH 1985). In weiterer Annäherung an die Küste entspricht eine 0,70 m messende feinsandhaltige Dolomitsteinlage in der Bohrung Bindlach bei Bayreuth wahrscheinlich dem Plattendolomit (EMMERT 1982). Im Weidenberger Raum, wenige Kilometer südöstlich von Bayreuth, bildeten sich derweil Karneol-Dolomit-Ausscheidungen („permotriadische Grenzschichten i. e. S.“), die bereits festländisches Milieu verkörpern (EMMERT 1982). Im Spessart kam der Plattendolomit nicht zur Ablagerung (PAUL 1985). Während die Bohrungen Staffelstein und Mürsbach im Hangenden des Leine-Karbonats noch Anhydritabfolgen von 3–6 m Mächtigkeit

aufweisen, fehlen diese in der Bohrung Obernsees. Über dem Plattendolomit bzw. dem überlagernden Anhydrit folgen rote und graue Tonsteine („Obere Letten“) mit vereinzelt karbonatischen Einschaltungen sowie randwärts zunehmendem Sandgehalt. Die Abgrenzung gegen den hangenden Bröckelschiefer ist häufig umstritten (KÄDING 1978), man ordnet heute die gesamte Bröckelschiefer-Folge dem Zechstein zu (vgl. RÖHLING 1992, LEPPER [Hrsg.] 1993).

Die bis 70 m mächtige **Bröckelschiefer-Folge** besteht im wesentlichen aus marin beeinflusstem Ton- und Siltstein, der einzelne Sandsteinlagen einschließt. Sie beginnt beispielsweise in der Bohrung Mürsbach mit einer basalen Sandsteinlage, die an den Beckenrändern konglomeratisch ausgebildet ist. Eine zweite Sandsteinlage trennt die Untere von der Oberen Bröckelschiefer-Folge. Die tonigen Sedimente mit Dolomitknollen im Liegenden der Oberen Bröckelschiefer-Folge scheinen sich während der Salinaurausscheidung im Becken an dessen Rändern gebildet zu haben. Sie besitzen insofern einen gewissen Leitwert (KÄDING 1978). In der Bohrung Obernsees fehlt allerdings der basale Sandsteinhorizont (SCHUH 1985). Dort wird die Liegendgrenze des Bröckelschiefers mit dem Farbumschlag des Ton-Siltstein-Pakets von dunkel-schwarzbraun nach dunkel-rotbraun gezogen. Über der basalen, 6 m mächtigen Bröckelschiefer-Fazies folgen hangend 44 m stark versandete Sedimente, die auch zur Bröckelschiefer-Folge zu rechnen sind (GUDDEN 1985). In der Gegend von Bayreuth keilt der Bröckelschiefer in seiner feinklastischen Ausbildung mit Karbonat- und Gipsknauern aus.

Ein Großteil Bayerns war im Oberperm Festland, wenn auch z. T. noch kontinentales Sedimentationsgebiet, das dem Zechstein-See im S vorgelagert war. Dort wurde während des Zechsteins stellenweise Chalcedon ausgeschieden. Bei Aschaffenburg tritt eingekieselter Dolomit auf, der Karneole und Fossilien führt (EMMERT 1981 a). Entsprechend sind auch im Grenzbereich Rotliegend/Buntsandstein („permotriadische Grenzschiefer“) bevorzugt **Karneol-Dolomit-Krusten** zu beobachten, die häufig mit Brauneisen-Anreicherungen verknüpft sind, wie z. B. zwischen Bayreuth und Weiden (EMMERT 1982).

Südlich von Landshut ist in der Bohrung Giftthal (LEMCKE 1978) eine etwa 183 m mächtige Folge von dunklen, schwach kalkigen Tonsedimenten durchteuft worden, die mit helleren Staubsandflasern durchsetzt sind und wenige, hellgraue Arkosezwischenlagen enthalten. Eingeschlossene Sporen lassen vermuten, daß es sich um Zechstein-Ablagerungen des alpinen Sedimentationsraumes handelt. Auch in der Bohrung Wolnzach wurde Zechstein nachgewiesen, dessen limnisch-terrestrische Fazies ebenfalls keine Parallelen zum germanischen Zechstein zeigt (UNGER 1991).

Literatur: Ausführliche Beschreibungen: TRUSHEIM (1964), CRAMER (1964 a), RUTTE (1981), EMMERT (1981 a).

3.2 Trias

WALTER FREUDENBERGER

Die Entwicklung des Germanischen Beckens, jenes bereits im Zechstein angelegten, einheitlichen Sedimentationsraumes in Mitteleuropa, setzte sich in der Trias fort. Das zeitweise marine, überwiegend aber kontinental geprägte Binnenbecken weitete sich beträchtlich aus. Im S trennte es der Vindelizische Festlandsrücken, der aus kristallinen Gesteinen bestand, vom marinen Sedimentationsraum der Tethys.

Das Verbreitungsgebiet der übertage austreichenden Germanischen Trias liegt in Nordwestbayern sowie im oberfränkisch-oberpfälzischen Bruchschollenland Nordostbayerns. Dort endet das Trias-Gebiet heute an der Störungszone der Fränkischen Linie. Buntsandstein-, Muschelkalk- und Keuper-Sedimente, die ursprünglich über dem Frankenwald, Fichtelgebirge und Oberpfälzer Wald lagen, sind bereits erodiert. Abgesehen von speziellen tektonischen Situationen fällt der gesamte triassische Schichtenstapel flach nach SE ein und bedingt dadurch einen Teil der Fränkischen Schichtstufenlandschaft. Die fazielle Entwicklung der Trias vom Becken zum Rand beschreiben MENZEL & SCHRÖDER (im Druck: Abb. 1-2) in einem NW-SE-Faziesprofil etwa von Kronach bis Wackersdorf.

Die Germanische Trias wird ihrer Gesteinsausbildung entsprechend dreiteilt: unten der rote, vorherrschend aus klastischen Sedimenten aufgebaute Buntsandstein, darüber der graue, marine, karbonatische und teilweise saline Muschelkalk, zuoberst die buntgefärbten und auch petrographisch abwechslungsreichen Ablagerungen des Keupers. Die erheblich mächtigeren alpinen Trias-Sedimente lassen sich nicht exakt mit der Schichtenfolge der klassischen Germanischen Trias parallelisieren. Sie werden im **Kapitel 5** beschrieben.

3.2.1 Buntsandstein

Nach der Regression des Zechstein-Meeress und Rückkehr zu kontinentalen Ablagerungsverhältnissen dehnte sich der **Sedimentationsraum** zur Zeit des Buntsandsteins immer weiter nach S aus. Dieser überlagert konkordant den Zechstein und weiter südlich diskordant das Rotliegend, beispielsweise in der Bohrung Dinkelsbühl 1001 (HAUNSCHILD 1982). Ebenfalls diskordant überdeckt er das Grundgebirge des Spessarts, des Thüringer Waldes und des Nürnberg-Bad Windsheimer Raumes, wie Tiefbohrungen zeigen. Die Hochgebiete, die das südliche Germanische Becken rahmten und das Sedimentationsmaterial lieferten, waren im SE und E die Vindelizisch-Böhmische Masse, im SW und W der Festlandsblock der Gallisch-Ardennischen Masse, die mit dem Zentralmassiv, dem Armorikanischen und dem Brabanter Massiv vereint war. Wie Schüttungsmessungen und die Anordnung der Mächtigkeitslinien zeigen, erfolgte der Sedimenttransport überwiegend in nördliche Richtungen, also zum zentralen Germanischen Becken hin. Der Senkungsbereich zwischen Rhön und Thüringer Wald stand in Verbindung sowohl mit dem Fränkischen Becken („Fränkische Straße“), das sich etwa zwischen Basel, Würzburg und Mellrichstadt bildete, als auch mit dem weniger stark eingetieften Beckenteil, der sich entlang dem heutigen Rand des ostbayerischen Grundgebirges erstreckte. Letzterer reichte vom Coburger Becken mit dem südöstlich anschließenden Bruchschollenland weit nach SE bis in die Oberpfälzer Bucht nördlich Regensburg. Mit diesem Beckenteil machten sich im paläogeographischen Bild Süddeutschlands neue, herzynisch (NW) streichende Strukturen bemerkbar, wozu ferner

Gammesfelder Barre, Windsheimer Bucht und Nürnberg-Landshuter Schwelle als vindelizische Spezialstrukturen zählen (CRAMER 1964 b). Daneben sind aber auch noch alt angelegte, variskisch (NE) streichende Strukturelemente erhalten geblieben (Spessart- und Rhön-Schwelle, Fränkisches Becken).

Die Linien gleicher **Mächtigkeit** auf der paläogeographischen Karte des Buntsandsteins lassen einige Strukturen erkennen (Abb. 3.2-1). Um Mellrichstadt zeichnet sich eine nach NW verlaufende Zone maximaler Mächtigkeit ab, die weiter nördlich in die Hessische Senke mit über 1000 m mächtigen Ablagerungen übergeht. In der Bohrung Mellrichstadt wurde mit 695 m (inkl. Bröckelschiefer-Folge) die bisher größte Mächtigkeit in Bayern nachgewiesen (Tab. 3.2-1). Im Streichen des Fränkischen Beckens nach SW nimmt die Mächtigkeit nur langsam ab, wie der Verlauf der 500 m-Isopache zeigt. Die Spessart- und Rhön-Schwelle macht sich durch leicht reduzierte Mächtigkeiten nur schwach bemerkbar. Die Mächtigkeit im nach SE gerichteten Beckenteil verringert sich schneller, greift aber immerhin bei Bayreuth mit der 400 m-, bei Kemnath mit der 300 m-Isopache auf das Grundgebirge über (SCHWARZMEIER 1981 a). Der Südrand des Sedimentationsraumes verlief etwa zwischen Ulm, Treuchtlingen und nördlich Regensburg. Der geschwungene Verlauf der 0 m-Isopache folgt den vindelizischen Spezialstrukturen. Im SE legt sich der Beckenrand um die Oberpfälzer Bucht, biegt nach N um und verläuft nach SCHNITZER (1957) wenig östlich der Naab in Richtung Eger. Durch die Heraushebung des Grundgebirges etwa ab der mittleren Kreide (EMMERT 1981 c) ist der Buntsandstein östlich der Fränkischen Linie allerdings weitgehend erodiert.

Die zutage tretende **Verbreitung** des nordbayerischen Buntsandsteins umfaßt das geschlossene Gebiet von Odenwald, Spessart und Rhön und mehrere kleinere Vorkommen im schmalen Streifen des Bruchschollenlandes im Vorland des ostbayerischen Grundgebirges zwischen Neustadt bei Coburg und Nittenau.

Die den Buntsandstein charakterisierenden Rotsedimente wurden bei semiaridem bis aridem **Klima** abgelagert (PAUL 1982, TIETZE 1982). Sie bestehen hauptsächlich aus Sandstein. Mit Ausnahme der überwiegend pelitisch entwickelten Röt-Folge im Oberen Buntsandstein sind Ton- und Siltstein auf geringmächtige Zwischenlagen beschränkt. Die Zufuhr von Wasser und Sediment erfolgte im wesentlichen durch weitgefächerte Flußsysteme (braided rivers) mit gelegentlichen Schichtfluten nach starken Regenfällen. In dem weiten, relativ ebenen Aufschüttungsraum entstanden ausgedehnte Deltaflächen (MADER 1985). Die überwiegend kontinentale Sedimentation des Unteren und Mittleren Buntsandsteins wurde bereits im Oberen Buntsandstein durch die marine Röttransgression der Tethys über die Schlesisch-Mährische und Ostkarpatische Pforte beendet (vgl. SCHRÖDER 1982).

Das Ablagerungsmilieu des Buntsandsteins gilt als relativ lebensfeindlich. Zudem sind die Voraussetzungen zur Erhaltung von Fossilien in Sandsteinen nicht besonders günstig. So setzt sich die überlieferte **Fauna** ausschließlich aus Wirbeltierresten (Reptilien, Amphibien), Muscheln (*Myophoria*) und Brachiopoden (*Lingula*) zusammen (vgl. PUFF 1995). **Lebensspuren (Fährten, Wurmspuren) sind nicht selten. Die Flora** ist hauptsächlich durch Schachtelhalme, Farne, cycadeenartigen Gewächse und Nadelbäume (Koniferen) vertreten. Diese Pflanzenreste liegen entweder als Holzreste oder in Wurzelhorizonten vor.

Die **Gliederung** des Buntsandsteins erfolgt mangels Fossilien nach lithologischen Kriterien, v. a. zyklischen Korngrößenschwankungen, deren Ursache in der wechsell-

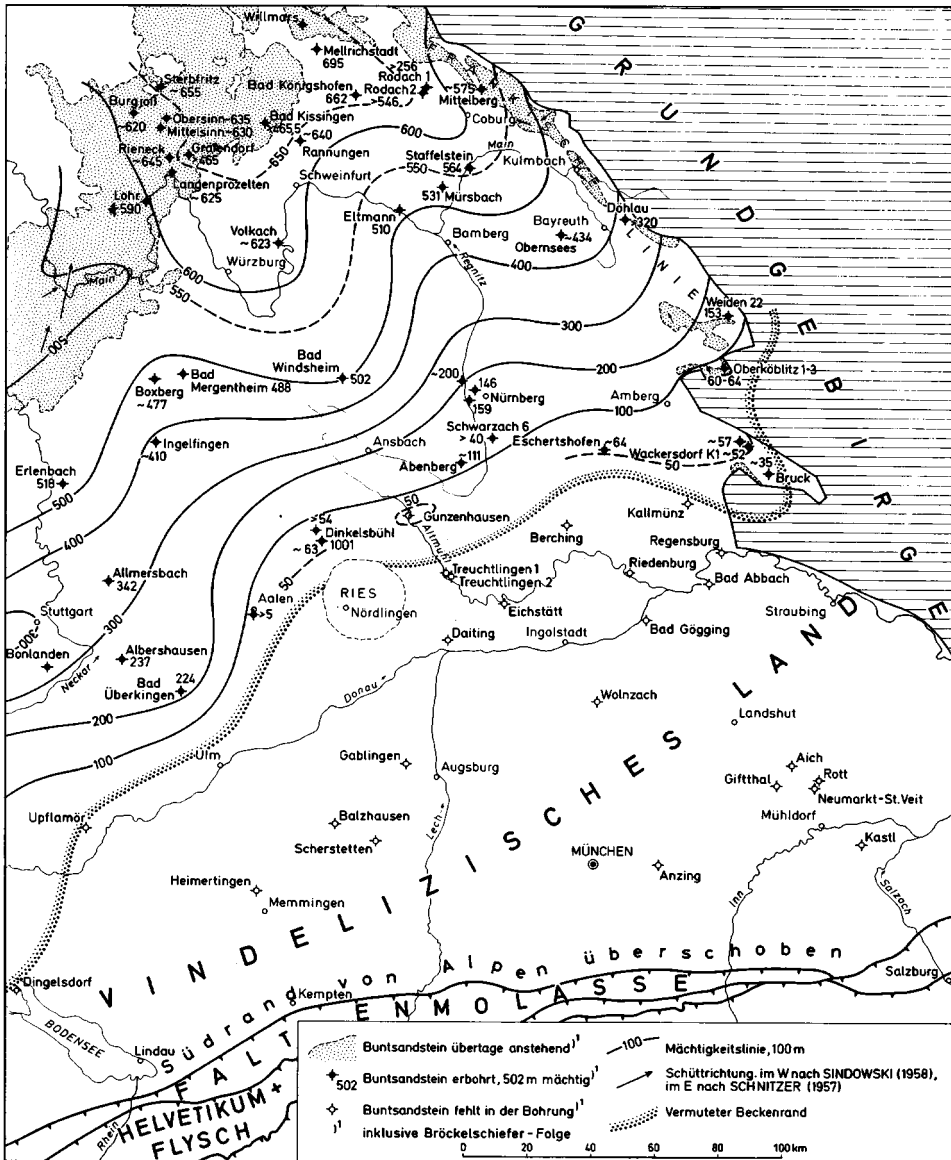


Abb. 3.2-1 Buntsandstein (inkl. Bröckelschiefer-Folge): Verbreitung und Paläogeographie (aus HAUNSCHILD 1993 c: 38; Nachträge: Bohrungen Mittelberg, Rodach 2, Treuchtlingen 2).

den Reliefenergie zwischen Liefer- und Abtragungsgebiet vermutet wird. Vom zentralen Becken ausgehend wurde eine Unterteilung in lithologische Folgen erarbeitet. Sie fußt auf beckenweit erfaßten, wiederholt auftretenden asymmetrischen Sohlbankzyklen (Folgen) mit grobkörnigen, gegebenenfalls konglomeratischen Sedimenten an der Basis und fein- bis mittelkörnigen Sedimenten mit Silt- und Tonsteinschichtenlagen zum Hangenden hin. Der Untere Buntsandstein ist aus zwei, der Mittlere Buntsandstein aus vier und der Obere Buntsandstein aus einer Folge aufgebaut (Tab. 3.2.-1).

Unterer Buntsandstein, su

Mit der Bröckelschiefer-Folge klangen die vom tieferen Zechstein ererbten räumlichen und faziellen Bedingungen aus (mariner Einfluß, Tonstein-Sandstein-Wechselfolge).

Nach dem Beschluß der Subkommission Perm-Trias (LEPPER [Hrsg.] 1993) wird die lithostratigraphische Grenze Zechstein/Buntsandstein künftig an die Basis der Calvörde-Folge (= Basis Gelnhausen-Folge = Basis Heigenbrückener Sandstein) gelegt (vgl. Kap. 3.1.2). Somit umfaßt der Untere Buntsandstein per Beschluß künftig die Calvörde-Folge und die Bernburg-Folge, die der bisherigen Gelnhausen- bzw. Salmünster-Folge entsprechen (Tab. 3.2-1).

Die Anlieferung von Klastika in den Sedimentationsraum des Unteren Buntsandsteins erfolgte nicht kontinuierlich, sondern mit Ruhepausen oder Zeiten geringerer Aktivität (PAUL 1982). Die Senkung wurde durch die Sedimentation vorwiegend feinkörniger Sandsteine weitgehend ausgeglichen, so daß das Becken seinen flachen Charakter kaum veränderte. Die Mächtigkeit beträgt im östlichen Spessart nach SCHWARZMEIER (1986, ohne Bröckelschiefer-Folge) 292 m (Brg. Lohr), 311 m (Brg. Langenprozelten), 324 m (Brg. Rieneck). Zu den Beckenrändern hin nimmt sie kontinuierlich ab, die Sedimente werden gröber, stärker feldspathaltig und partienweise geröllführend. Südöstlich Bayreuth und in der Bohrung Dingelsdorf am Bodensee macht sich terrestrisch beeinflusste Randfazies in Karneol-Dolomit-Krusten bemerkbar (SCHWARZMEIER 1981 a).

Die im südlichen Spessart 150 m mächtige **Calvörde-Folge** erreicht im nördlichen Spessart 250 m. Sie besteht aus fein- bis mittelkörnigen, dickbankigen Sandsteinlagen, die von wenigen dünnen Tonsteinlagen durchzogen sind (SCHWARZMEIER 1993). Sie wird in Heigenbrückener Sandstein, ECKscher Geröllsandstein und Dickbank-Sandstein („Unterer Miltenberger Sandstein“) gegliedert. Die nicht sehr häufigen Gerölle des 25–35 m mächtigen Geröllsandsteins zeugen von einem Materialtransport überwiegend aus S. Die **Bernburg-Folge** nimmt an Mächtigkeit vom südlichen Spessart (50 m) nach NE hin zu (80 m). Fein- bis mittelkörnige Sandsteine bauen den Basis-Sandstein („Oberer Miltenberger Sandstein“) auf, der hangend übergeht in eine Wechselfolge mit Tonsteinlagen, den Tonlagen-Sandstein („Miltenberger Wechselfolge“). Die Sandsteine der Wechselfolge sind auch grobkörnig, stellenweise stärker kieselig gebunden und voller Tongallen und -schmitzen (SCHWARZMEIER 1993).

Im Coburger Becken verschmelzen Calvörde- und Bernburg-Folge des Unteren Buntsandsteins zu einer Einheit, die bis Bayreuth zu verfolgen ist (KLARE 1989). Eine Untergliederung und Korrelierung zu den Bohrungen Mürsbach und Staffelstein wird in der Bohrung Obernsees durch Auswerten der Gamma-Logs möglich (GUDDEN 1985). Weiter südlich wird die Abgrenzung des Unteren Buntsandsteins vom Mittleren problematisch. Unterer und basaler Mittlerer Buntsandstein (Volpriehausen-Folge) enden etwa auf der Linie Fürth–Eschenbach (KLARE 1989, vgl. GUDDEN 1993). Im oberfränkisch-oberpfälzischen Bruchschollenland weisen der Untere und Mittlere Buntsandstein entlang der synsedimentär aktiven Fränkischen Linie einen etwa 20 km breiten Gürtel von Schuttfächer-Sedimenten (alluvial fans) auf. Diese durch polymikte Konglomerate charakterisierte Sonderfazies läßt sich über die Bohrung Obernsees an die Beckenstratigraphie anschließen (KLARE 1989). Auch die bisherige Sequenzen-Gliederung (LEITZ 1976) im Raum zwischen Coburg–Kronach–Kulmbach ist über diese Bohrung an die Folgen-Gliederung des Coburger und Fränkischen Beckens anzuhängen.

Tabelle 3.2-1: Gliederung des Buntsandsteins (nach SCHWARZMEIER 1981 a, FREUDENBERGER 1996)

Überholte Synonymbegriffe in Klammern: Rötquarzit [Fränkischer Chirotheriensandstein], Solling-Sandstein [Bausandstein], Hardegse-
ner Grobsandstein [Geiersberg-Grobsandstein], Detfurther Wechselfolge [Geiersberg-Zwischenschichten], Detfurther Geröllsandstein [Geiersberg-Geröllsandstein], Volpriehausener Wechselfolge [Rohrbrunn-Wechselfolge], Volpriehausener Geröllsandstein [Rohrbrunn-Geröllsandstein], Bernburg-Folge [Salmünster-Folge], Tonlagensandstein [Miltenberger Wechselfolge], Basis-Sandstein [Oberer Miltenberger Sandstein], Calvörde-Folge [Gelnhausen-Folge], Dickbanksandstein [Unterer Miltenberger Sandstein].

Gliederung (Beckenfazies)			Spessart-Rhön-Coburg	Kronach-Bayreuth	Grafenwöhr-Amberg	
Oberer Buntsandstein so	Röt-Folge	so4	Obere Röttonsteine Rötquarzit	oben: Tonstein, braunrot, violettstichig, feinsandig, teils Gipsschnüre führend; mit Sandsteinlagen, kieselig; unten: Sandstein, rotbraun, blaßviolettrot, feinkörnig, glimmerreich; mit Tonsteinlagen, rotbraun; basal: Tonstein, rotbraun, grüngrau 85-130 m	bei Kronach: Tonstein, graugrün, rotbraun, teils feinsandig, mit Gips-linsen, mittig Sandsteinlagen; bei Kulmbach: Sandstein, oben hell, unten rot („Plattensandstein“); bei Bayreuth-Weidenberg: Sandstein, oben hellgrau, unten rötlichbraun, fein- bis mittel-, teils grobkörnig, feldspathaltig, mit Tonsteinlagen, im SE mit Chalcedon-Krusten; im Mittelabschnitt Weidenberger Karneolhorizont 125-95 m	oben: Sandstein, gelblich, mittel- bis grobkörnig, feldspathaltig, teils kaolinhal- tig, teils kaolinhal- unten: Sandstein, hellgrau, rot, fein- bis grobkörnig, teils kieselig, mit Chalcedon-Krusten (nach S abnehmend); mit Tonstein, sandig; mit Geröllen (nach S zunehmend)
		so3	Untere Röttonsteine Grenzquarzit			
		so2	Plattensandstein			
		so1	Chirotherienschiefer			
Mittlerer Buntsandstein sm	Solling-Folge smS	Thür. Chirotherien-sandstein Solling-Sandstein	oben: häufiger kieselig gebunden, nahe der Hangengrenze Chalcedon- und Dolomitknauern; im gesamten Profil: Sandstein, violettrot, weißgestreift, fein- bis grobkörnig, schlecht sortiert, Tongallen führend; mit Tonsteinlagen, rotbraun, geringmächtig, zyklischer Wechsel durch feinkiesige Gerölle führende Bereiche (Geröllsandsteine) und Häufung der Tonsteinlagen (Anteil bis 15%, Wechsel-folgen) 170-225 m	„Karneol-Bausandstein“ von Kronach (heller Sandstein mit Quarzdrusen), südostwärts Chalcedon- und Dolomit-Krusten; 30-20 m darunter: Sandstein, weißgrau, gelblich, rötlichviolett, fein- bis grobkörnig, feldspathaltig, mürbe, mit wenigen tonigen Zwischenlagen, partienweise Kleingerölle (1-20 mm) führend; an der Basis: Kulmbacher Konglomerat (30-50 m), Sandstein, mit vielen Große-röllen (20-100 mm, max. 200 mm) ver-schiedener Gesteinsarten, gut gerundet, häufig Windschliff 200-170 m	Chalcedon-Ausscheidungen (Grenzkarneolhorizont) 115-30 m Sandstein, hell, gelblich, rötlich, mittel- bis grobkörnig, feldspat-haltig, Gerölle führend, nach S und zum Hangenden hin zu-nehmend kaolinisiert; basal feldspatführender, kaolinitisier-ter Großgeröllhorizont (im S Gerölle bis 600 mm) 125-40 m	
	Hardegse-Folge smH	Karneol-Dolomit-Horizont Fels-sandstein Hardegse-ner Wechselfolge Hardegse-ner Grobsandstein				
	Detfurth-Folge smD	Detfurther Wechselfolge Detfurther Geröllsandstein				
	Volpriehausen-Folge smV	Volpriehausener Wechselfolge Volpriehausener Geröllsandstein				
Unterer Buntsandstein su	Bernburg-Folge suB	Tonlagen-Sandstein Basis-Sandstein	oben: Wechselfolge aus Sandstein (fein- bis grobkörnig, teils kieselig, viele Tongallen) und Tonstein; unten: Sandstein, blaßrotbraun, hellrot, hellgrau, fein- bis mittelkörnig, gut sortiert; mit Geröllhorizont im Spessart (im S Gerölle bis 2 cm) 200-325 m	Sandstein, hell, gelblich, rötlich, fein- bis grobkörnig, mürbe, feldspathaltig, partienweise Kleingerölle (10-30 mm, bei Weidenberg max. 70 mm) führend; zur Basis hin zunehmend Tonsteinlagen, sandig, rot; SE Bayreuth: im Basisbereich vereinzelte Karneol-Dolomit-Krusten 260-50 m		
	Calvörde-Folge suC	Dickbank-Sandstein ECK'scher Geröllsandstein Heigenbrückener Sandstein				

Mittlerer Buntsandstein, sm

Stärkere epirogenetische Bewegungen sorgten für eine Differenzierung des Raumes, eine Belebung der Erosion und eine Verstärkung der fluviatilen Sedimentation. Davon zeugen vier geröllführende Grobschüttungen (Geröllsandsteine), in denen die zyklische Gliederung der maximal 170–230 m mächtigen Sedimentserie begründet ist (SCHWARZMEIER 1985). Man gliedert lithostratigraphisch nach Sohlbank-Zyklen in **Volpriehausen-** (smV), **Defurth-** (smD), **Hardeggen-** (smH) und **Solling-Folge** (smS). Die oft kieselig gebundenen, verwitterungsbeständigen Grobsandsteinhorizonte erscheinen im Gelände meist als Steilstufe mit ausgeprägter Verebnungsfläche im Hangenden („Sargberge“), über der die weniger verwitterungsresistenten Wechselfolgen mit flacher ausgebildetem Anstieg im Hangprofil folgen. Im Ostspessart wurden für smV 72–82 m, für smD 33–44 m, für smH 66–70 m und für smS 3–6 m ermittelt (SCHWARZMEIER 1985). Das Gesteinspaket des Mittleren Buntsandsteins besteht aus fein- bis grobkörnigen, schlecht sortierten, tonig-eisenschüssigen, teils kieselig gebundenen, feldspathaltigen Sandsteinen. In diese schalten sich geringmächtige Tonsteinlagen (Wechselfolgen) ein. Der Tonsteinanteil in den Grobschüttungen und im Felssandstein liegt bei 5%, in der Hardeggener Wechselfolge bis zu 15%. Das abwechslungsreiche Sedimentationsgeschehen dokumentieren ferner Schrägschichtung (wobei die SSW–NNE-Richtung dominiert, vgl. TEYSSEN & VOSSMERBÄUMER 1980), auf engstem Raum horizontal und vertikal sich oft schnell ändernde Sedimente, Gerölle in tonig-schluffigen Lagen und teils massenhafte Anhäufung von Tongallen und -schmitzen in kieselig gebundenen Lagen (SCHWARZMEIER 1993). Gegen Ende der Hardeggen-Folge (Felssandstein) erfolgte eine schrittweise Einengung des Beckens, die zu Untiefen und Auftauchbereichen führte. Karneol- und Bodenbildungen (violette Zonen) kennzeichnen die Sedimentationsunterbrechung (ORTLAM 1980). Dieses als Karneol-Dolomit-Horizont (Untere Violette Grenzzone) bezeichnete Schichtglied (HERRMANN 1962) wird als **Hardeggen-Diskordanz** für überregionale stratigraphische Vergleiche genutzt (SCHRÖDER 1982). Zur Zeit der Solling-Folge kann nach SCHWARZMEIER (1981 a) im flachen Becken ein kleinräumiges Nebeneinander von Bodenbildung und Sedimentation gefolgert werden, was auf eine stärker gegliederte, amphibische Landschaft schließen läßt. Das terrestrische Sedimentationsgeschehen läßt sich aufgrund faziesanalytischer Untersuchungen rekonstruieren. Es ergeben sich vorwiegend fluviatile Faziesmodelle (BINDIG 1994). Während für die südosthessische Fazies relativ mächtige, grobkiesführende Sandsteine typisch sind, die für eine Belebung des Reliefs sprechen, treten im mainfränkischen Gebiet geringmächtige, glimmerhaltige, kieselig gebundene, wechselnd Tonsteinlagen führende Sandsteine auf, die kleinräumig stark variieren (vgl. LEPPER 1970). BINDIG (1994) deutet den Solling-Sandstein Mainfrankens als Ablagerung geringkanalisierter, ephemerer (kurzzeitiger) Schichtfluten, wie sie sich nach heftigen Niederschlägen in ariden Gebieten bilden. Einige nicht aushaltende Horizonte können als alte Landoberfläche angesprochen werden (Boden- und Wurzelhorizonte, Chalcodon- und Dolomitknuern).

In Nordostbayern deutet sich im Raum Kronach im relativ mächtigen „Karneol-Bausandstein“ (Mittlerer Buntsandstein 2 der Randfazies) – helle feldspathaltige Sandsteine mit graugrünen Tonsteinlagen, nach SE zunehmend mit Geröllen und Chalcodon-Dolomit-Krusten – bereits die Thüringer Senke an (SCHWARZMEIER 1981 a). Den Beckenrand zeichnet südöstlich Kulmbach eine Großgeröllzone (Kulmbacher Konglomerat) an der Basis des Mittleren Buntsandsteins 1 der **Randfazies** aus, die der Volpriehausen-Folge entspricht (GUDDEN 1985). Nach SE zu, nahe dem Abtragungsgebiet,

erfassen die Gerölle, die bei Amberg bis 600 mm Durchmesser erreichen, immer jüngere Profilabschnitte des Mittleren Buntsandsteins. Im Raum Grafenwöhr-Amberg, vor allem zwischen Hirschau und Schnaittenbach, sind die zunehmend feldspathaltigen Ablagerungen stark kaolinisiert. Zur Hangendgrenze hin häufen sich die Chalcedon-Ausscheidungen, so daß südöstlich Bayreuth der Grenzkarneolhorizont die Solling-Folge repräsentiert (SCHWARZMEIER 1981 a: 42).

Bezüglich der sedimentologischen Entwicklung des Mittleren Buntsandsteins gibt es nach MADER (1992) markante Unterschiede zwischen den Fazieszonen Oberpfalz und Oberfranken: Die Schichtenfolge der Oberpfalz besteht hauptsächlich aus multiplen grobsandigen bis feinkiesigen Rinnenablagerungen und Schichtflutsedimenten, in die nur in untergeordneten bis akzessorischen Anteilen geringmächtige tonige Niedrigwasserzwischenmittel und Überflutungsabsätze eingeschaltet sind. Hingegen treten in Oberfranken beide fluviatilen Faziestypen, Felsbänke (Rinnensedimente) und Wechselschichten (Überflutungsabsätze) in zyklischer, rhythmischer oder gelegentlich auch mehrstöckiger Anordnung auf – Entwicklungsphasen eines wechselnd intensiv verflochtenen Flußnetzes mit schwach gekrümmten Rinnen und schmalen bis breiten Überschwemmungsebenen zwischen den Stromkanälen, die ihrerseits von kleinen Wasserläufen und Uferwalldurchbruchskanälen durchzogen sind und flache Seen enthalten. Die Schichtenfolge besteht demzufolge vorwiegend aus mittel- bis grobsandigen „Stromkanalablagerungen“ und Schichtflutsedimenten, in die in geringeren Anteilen auch tonige Überflutungsabsätze eingeschaltet sind. Äolische Sande kommen lediglich in wenigen dünnen Lagen vor, wohingegen sie in der Oberpfalz fehlen.

Oberer Buntsandstein, so

Die terrestrische Sedimentation wurde durch die marine Röttransgression der Tethys beendet. Während im tieferen Teil nur einzelne kurzfristige marine Transgressionen die südlichen Randgebiete erreichten, schob sich im folgenden die tonig-schluffige und marine Sedimentation der **Röt-Folge** immer weiter nach S vor. Die fluviatilen Sandanlieferungen wurden mehr und mehr zurückgedrängt (MADER 1985). Die Sedimente lassen auf ein seichtes, zeitweise trockenfallendes, leicht bewegtes Flachwassergebiet schließen, in das der Wind von den wüstenartigen Festländern feinen Sand und lateritischen Staub weit in das Becken hineinwehte (SCHWARZMEIER 1981 a). Die Sedimentation der Röt-Sandsteine in Mainfranken war nach BINDIG & BACKHAUS (1995) geprägt durch mäandrierende Flüsse, die als Folge eines geringen Paläoreliefs weiträumig die Ablagerung beherrschten, wobei neben etablierten und kurzlebigen, ephemeren Mäandern auch Schichtfluten eine wichtige Rolle spielten, die nach heftigen Niederschlägen zwischen den Strömen entstanden. Die Röttone hingegen wurden auf einer Playa-Schlammebene abgelagert, die nur phasenhaft überflutet wurde. Im höheren Bereich des Oberen Buntsandsteins wurden tonig-schluffige Sedimente in marinem Flachwasser sedimentiert.

Der Obere Buntsandstein erreicht zwischen Fladungen und Kronach, im Coburger Becken, eine maximale Mächtigkeit von 110 m und schwankt im Bereich des Fränkischen Beckens nur gering zwischen 85 m und 100 m. Im Beckennern ist die Schichtenausbildung durch den marinen Einfluß sehr einheitlich. An der Basis liegen die Chirotherienschiefer (bunte und grüngraue, teils sandige Tonsteine mit Steinsalzpsedomorphosen). Darüber folgt der **Plattensandstein** (blaßviolettrote, glimmerreiche Fein-

sandsteine mit rotbraunen Tonsteinlagen), der mit dem Grenzquarzit (grauer, meist kieselig gebundener Sandstein) abschließt. Die Mächtigkeit des Plattensandsteins nimmt generell von S nach N ab, die der Unteren Röttonsteine entsprechend zu (vgl. BACKHAUS 1994). Während der als Werkstein begehrte Plattensandstein bei Wertheim noch 34 m mißt, keilt er im Raum Mellrichstadt bereits aus. Den oberen Teil des Oberen Buntsandsteins bauen braunrote bis violettstichige, feinsandige, teils Gippschnüre führende Tonsteine (**Untere und Obere Röttonsteine**) mit zwischengeschalteter, kieselig gebundener Sandschüttung (Rötquarzit) auf, in der Wurzelhorizonte und Reptilienfährten zumindest zeitweise terrestrischen Einfluß belegen. Auch im Niveau des Rötquarzites wurden wiederholt Violett- und Dolomithorizonte beobachtet. Bei Wertheim beispielsweise wurden diese sowohl innerhalb als auch im Liegenden und Hangenden des Rötquarzites beschrieben (FREUDENBERGER 1990). Die stratigraphische Bedeutung solcher Horizonte untersuchten ORTLAM (1980) und zuletzt BACKHAUS & HEIM (1995). Die Mächtigkeit des **Rötquarzites** nimmt südöstlich der Rhön, bei Neustadt/Coburg und im benachbarten thüringischen Gebiet sehr stark ab (vgl. KÄSTNER & SEIDEL 1965). Den Abschluß der Oberen Röttonsteine bilden die Myophorienschichten. In diese Ton- und Mergelsteine, die in Unterfranken nur wenige Meter mächtig sind, schalten sich im oberfränkisch/thüringischen Gebiet zunehmend Kalksteinbänkchen ein (vgl. PUFF 1995). Bei Neustadt/Coburg wurden bis zu 18 m mächtige Myophorienschichten erbohrt. Im Gelände erscheinen die verwitterungsbeständigen Sandsteinhorizonte als Steilstufen mit ausgeprägter Verebnungsfläche im Hangenden, über der die weniger verwitterungsresistenten Röttonsteine mit flacher ausgebildetem Anstieg im Hangprofil folgen. Besonders der Rötquarzit verursacht großflächige Verebnungen und Hochplateaus.

Zum Beckenrand hin werden südöstlich Kronach-Kulmbach die Ablagerungen geringmächtiger, immer sandiger und feldspathaltig. Diese Sandstein-Fazies des „Röt“ ist lokal nur noch zu gliedern in Tieferen Oberen Buntsandstein („Untere oder Rote Plattensandsteine“) und Höheren Oberen Buntsandstein („Obere oder Helle Plattensandsteine“). Auch in den Fürther Bohrungen sowie im Raum Kulmbach-Weiden-Naab-Gebirge-Bodenwöhrer Senke ist der Obere Buntsandstein gänzlich versandet. Pedogene Horizonte sind dort weit verbreitet (KLARE 1989). Im Raum Grafenwöhr-Amberg schalten sich zunehmend Gerölle und kieselige Partien ein. Im Mittelabschnitt häufen sich die Chalcedon-Krusten (Weidenberger Karneolhorizont).

3.2.2 Muschelkalk, m

Das Meer, das sich in Süddeutschland bereits im Oberen Buntsandstein angekündigt hatte, transgredierte im Muschelkalk ebenfalls aus der Tethys durch die Schlesisch-Mährische und Ostkarpatische Pforte über Norddeutschland in das Süddeutsche Teilbecken. Eine Verbindung zur Tethys bestand aber auch über das Gebiet der jetzigen Westalpen. Nach MOSTLER (1993) wurden die Verbindungen zur pelagischen Tethys über tektonisch eingesunkene schmale Krustenstreifen (alt angelegte Grabenstrukturen) hergestellt. SZULC (1993) sieht nach der Stellung der Germanischen Triasprovinz in Beziehung zur tethydischen Tektonik das Muschelkalkbecken als „Riftperipherie-Becken“, das vom Haupt-Riftgürtel durch das Hochgebiet des Vindelizisch-Böhmischen Massivs getrennt war.

Die **Verbreitung** des übertage anstehenden Muschelkalks erstreckt sich von Nord-Württemberg (Bad Mergentheim) über Würzburg, Bad Kissingen bis Süd-Thüringen

(Meiningen). Von dort läßt sich der Muschelkalk in schmalen Streifen am Rande des Grundgebirges entlang über Kronach, Bayreuth bis Weiden verfolgen. Der südöstliche Rand des Sedimentationsraumes verläuft etwa von Memmingen über Eichstätt bis in die Gegend nördlich von Regensburg (Abb. 3.2-2).

Das **Klima** war entsprechend der Lage des Beckens in den Subtropen heiß und trocken. In dem flachen Meeresbecken wurden überwiegend karbonatische Sedimente mit Einlagerungen von Tonstein und Evaporiten abgesetzt. Ein etwa 60 km breiter Saum aus Muschelsandstein-Randfazies kündigt von fluviatiler Ton- und Sandanlieferung in das marine Becken vom südöstlichen Festland. Den Muschelkalk dokumentiert in Bayern eine bis 270 m mächtige Schichtenfolge.

Die **Fauna** des Muschelkalks wurde bestimmt durch hohe Temperatur und zeitweise hohe Salzkonzentration in einem epikontinentalen Randmeer. Sie besteht aus den Hartteilresten von Meereswürmern, Seelilien, Brachiopoden, Muscheln, Schnecken, Ceratiten sowie Krebsen, ferner Wirbeltieren, wie haiartigen Fischen und marinen Sauriern sowie Foraminiferen und Ostracoden. Fossilarme oder -freie Schichten wechseln mit fossilreichen ab. Oft treten sie so gehäuft im Gestein auf („Muschelpflaster“), daß sie namengebend für bestimmte Horizonte wurden (z. B. Cycloidesbank). Die Flora besteht vor allem aus Algenresten. Vom Ufer des Vindelizischen Landes sind Pflanzenteile von Schachtelhalmgewächsen und Koniferen ins strandnahe Meer geschwemmt worden. Sehr verbreitet sind auch Ichnofossilien wie das Problematikum *Rhizocorallium* und die Hartgrund-Bohrgänge *Trypanites* und *Balanoglossites* (vgl. LANGBEIN & SEIDEL 1995).

Die **Gliederung** des Muschelkalks erfolgt traditionell nach lithologischen und paläontologischen Gesichtspunkten in die Abteilungen Unterer Muschelkalk (Wellenkalk), Mittlerer Muschelkalk (Anhydrit-Gruppe) und Oberen Muschelkalk (Hauptmuschelkalk) (Tab. 3.2.-2). Diese Dreigliederung ist auch morphologisch ausgeprägt. Über den flachen Hängen der tonsteinreichen Röt-Folge bildet der Untere Muschelkalk stets eine prägnante Geländestufe. Auf die Verflachung des Mittleren Muschelkalks folgt der charakteristische Steilanstieg des Oberen Muschelkalks. Neben bio- und bankstratigraphischen Einteilungen wird heute auch nach dem Konzept der Sequenzstratigraphie in genetische Einheiten untergliedert, die im wesentlichen durch relative Meeresspiegelschwankungen verursacht werden (zuletzt AIGNER & BACHMANN 1993).

Unterer Muschelkalk, mu

Wie die Fauneneinwanderung belegt, bestand im Unteren Muschelkalk Meeresverbindung zur Tethys über die Ostkarpatische und später, ebenfalls noch im Unteren Muschelkalk, über die Schlesisch-Mährische Pforte (HAGDORN & SIMON 1985). Die vorwiegend karbonatischen Sedimente von welligem Gefüge bestehen aus einer grauen Abfolge von linsig-flaserigem Kalkmergelstein, plattigem Mergelkalkstein und bioklastischem Kalkstein. Oolithische Kalksteinbänke (Oolithbänke), intraformationelle Konglomerat- und Bohrwürmerbänke trennen 9 Wellenkalkfolgen, die insgesamt 90 % des Profils einnehmen (vgl. HOFFMANN 1967). Der **Untere Muschelkalk 1** (mu1) reicht vom Grenzgelbkalkstein bis zur Wellenkalkfolge 3, der **Untere Muschelkalk 2** (mu2) von der Oolithbank Beta 2 bis Wellenkalkfolge 4 und der **Untere Muschelkalk 3** (mu3) von der Unteren Terebratelbank bis zu den Orbicularisschichten. Im Gegensatz zu den Wellenkalkfolgen können einige der Leitbänke (Spiriferinabank, Terebratel- und Schaumkalk-

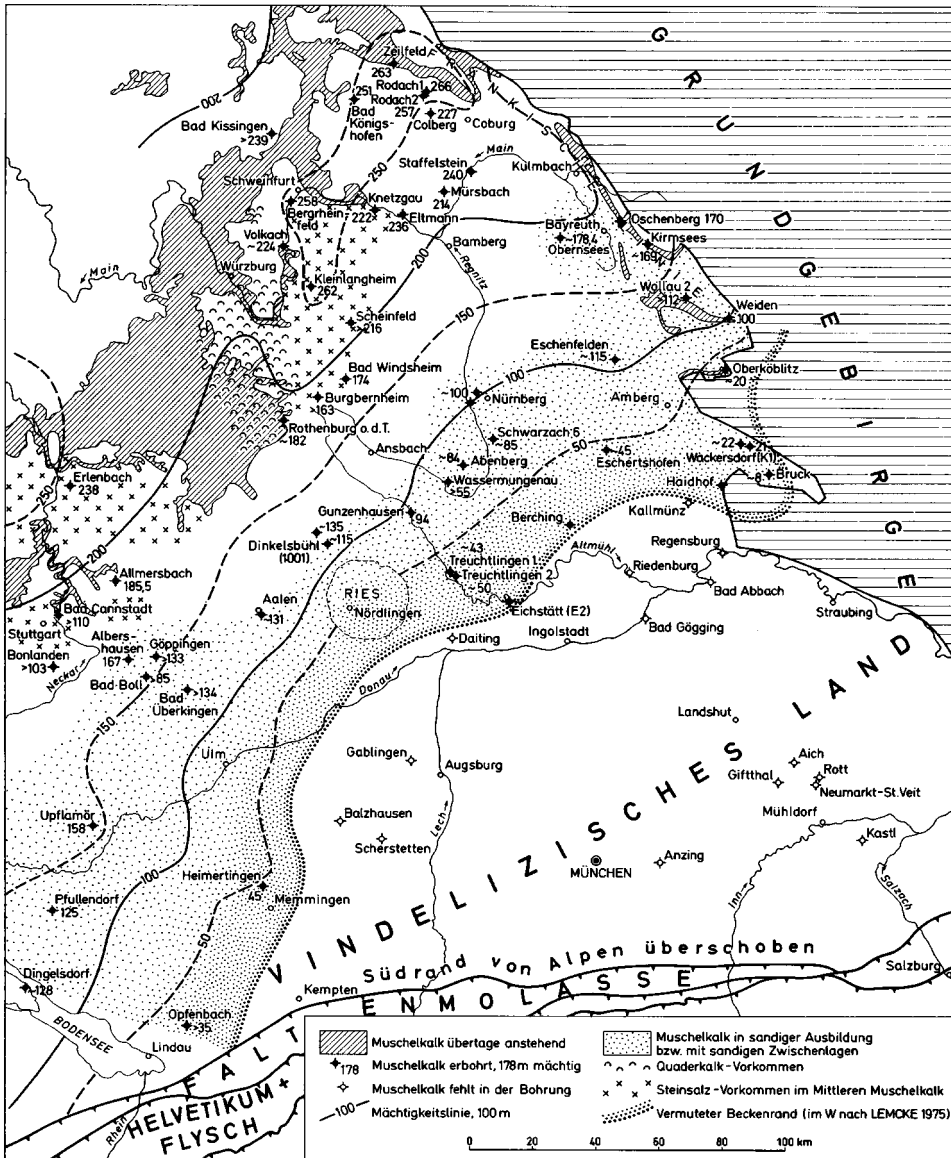


Abb. 3.2-2 Muschelkalk: Verbreitung und Paläogeographie (aus HAUNSCHILD 1993 c: 42; Nachträge: Bohrungen Rodach 2, Treuchtlingen 2).

bänke) sehr fossilreich sein, was man auf zyklische Veränderungen des Salzgehaltes und der Meeresbodenkonsistenz, verursacht durch Meeresspiegelschwankungen, zurückführt. Wellenkalk-typische Gefügemerkmale sind Priele, Strömungsmarken, Schrägschichtungskörper, Rippelmarken, Hartgründe, subaquatische Rutschungen, Gleittreppen und Sigmoidalklüftung. Sedimentäre Gefüge und die Fauna lassen auf

zeitweise sehr flaches Wasser schließen (vgl. VOSSMERBÄUMER 1971, SCHWARZ 1975). Neben der faziell dominierenden subtidalen Karbonatschlamm sedimentation der „Wellenkalk“ werden die eingeschalteten Leitbänke als mehr oder weniger kurzzeitige Ereignisse biogen-sedimentärer Karbonatfällung in einem subtidalen, stenohalinen Ablagerungsmilieu gedeutet (KLOTZ 1993).

Beckenrandwärts wird die Gesteinsabfolge zunehmend tonig-mergelig-dolomitisch und versandet schließlich. Der allmähliche Fazieswechsel läßt sich am Rande des Grundgebirges in Oberfranken verfolgen. In der Umgebung von Kronach und südostwärts von Kemnath werden die Kalkmergelsteine des Unteren Muschelkalks, von unten nach oben fortschreitend, von tonigen Schichten, die zunehmend versanden, ersetzt. Die restlichen Kalkmergelsteine werden in gleichem Maße immer stärker dolomitisch. Bei Hirschau schalten sich in die vollständig versandete Abfolge Limonitbänke ein (MENZEL 1990).

Als Besonderheit gelten Blei-Mineralisationen, die in einer speziellen paläogeographischen Situation (Mischfazies) auftreten, am äußeren Saum der terrestrisch-fluviatilen Litoralzone des Muschelkalkbeckens zwischen der extremen kieselig-klastischen Randfazies und der überwiegend karbonatisch-tonigen Beckenfazies (HAUNSCHILD 1993 a). Die von SCHMID (1990) beschriebenen oberpfälzer Bleivorkommen lassen sich als geochemische Achse der Erzführung, die offensichtlich den Verlauf des ehemaligen Beckenrands nachzeichnet, bis ins mittelfränkische Becken, derzeit bis Gunzenhausen, verfolgen (HAUNSCHILD 1993 a). Die Bleigehalte sind in Einzellagen über das gesamte Muschelkalkprofil verteilt.

Die Buntsandstein/Muschelkalk-Grenze ist eine heterochrone, nach S jünger werdende Faziesgrenze und wird durch den Grenzgelbkalkstein deutlich markiert. Dieser westlich Würzburg bis 2,3 m (FREUDENBERGER 1990) mächtige dolomitische Kalkstein läßt sich als Leithorizont bis weit in die Randfazies hinein verfolgen. Seine Äquivalente sind in den Bohrungen Obernsees und Kirmsees nachgewiesen. Die Grenze zum Mittleren Muschelkalk bilden die Orbicularissschichten. Bestrebungen, diese „Übergangsschichten“, bestehend aus plattigen, leicht dolomitischen Kalkmergelsteinen, in den Mittleren Muschelkalk zu stellen sind wieder sehr aktuell (zuletzt HAGDORN et al. 1993).

Die größten **Mächtigkeiten** des Unteren Muschelkalks wurden nordwestlich einer Linie Rodach-Würzburg (100 m, WROBEL 1992; 95 m, HOFFMANN 1967) ermittelt. Für näher am Beckenrand gelegene Bohrungen wurden folgende Mächtigkeiten festgestellt: 40 m (Gunzenhausen, HAUNSCHILD 1990), 34 m (Abenberg 1001, HAUNSCHILD 1993 a), 45 m (Kirmsees, EMMERT 1993), 60 m (Obernsees, SCHWARZ 1985).

Mittlerer Muschelkalk, mm

Zu Beginn des Mittleren Muschelkalks änderten sich die hydrographischen Bedingungen. Tektonische Hebungen an der Schlesisch-Mährischen Pforte schränkten den Wasseraustausch des Germanischen Beckens mit der Tethys ein, der Binnenmeer-Charakter verstärkte sich. Die Profile im Becken zeigen im ausklingenden Unteren Muschelkalk und im folgenden Mittleren Muschelkalk eine Abfolge von Kalken, Mergeln, Dolomiten, Gips bzw. Anhydrit und Steinsalz (bzw. Residualbildungen der Evaporite), die eine zunehmende Eindampfung des Meeres belegt. Maximale Eindampfung dokumentieren im tieferen Beckenbereich beachtliche Steinsalzlager (etwa 30 m bei Klein-

Tabelle 3.2-2: Gliederung des Muschelkalks (nach EMMERT 1981 b, FREUDENBERGER 1996)

Gliederung mit Leithorizonten		Würzburg-Schweinfurt-Bad Neustadt a. d. S.-Coburg	Kronach-Bayreuth	Grafenwöhr	Weiden	Bodenwöhrer Senke
Oberer Muschelkalk mo	mo3	Grenzglaukonitkalkstein Ostracodenton Hauptterebatbank Plattenkalksteinfole 6 Tonsteinhorizont 4-5 mit Dickbankzone	oben: Quaderkalkfazies im Raum Kleinrinderfeld-Ran- dersacker-Kitzingen-Rothen- burg o. d. T., bis zu 16 m mächtig; im übrigen Gebiet durchge- hend: Kalkstein, blau- bis hellgrau, mikritisch, dicht, plattig, linsig, bituminös; mit Kalksteinbänken, spari- tisch, schillhaltig; mit Tonsteinlagen, grau, blättrig 70-100 m	Mergelkalkstein, (blau-) grau, dicht, plattig, wul- stig; mit Schillkalksteinbän- ken; mit Ton- u. Mergelstein, schiefrig; bei Stadtsteinach u. Treb- gast: quaderkalkähnliche Bänke (mo3); nach SE zunehmend Sandsteinlagen; E Bayreuth: „Bausand- steinbänke“ 70-55 m	Sandstein, hell, rot, fein- bis mittelkörnig, oben et- was karbonatisch; mit Tonsteinlagen, grün- grau, rot; durchwegs mit Pflanzen- resten, kohlig ca. 35 m	
	mo2	Cycloidesbank Plattenkalksteinfole 3-5 mit Tonsteinhorizont 1-3				
	mo1	Spiriferinabank Plattenkalksteinfole 1-2 mit Hauptcrinitenbank Zeller Tonsteinhorizont Wulstkalkstein				
Mittlerer Muschelkalk mm	mm3	Oberer Dolomit	Mergel- und Tonstein, gelb- grau, dolomitisch; Gelbkalk, Zellenkalk- u. Dolomitstein; Residualton- u. -mergelstein, dunkelgrau; Gips u. Anhydrit in Linsen oder Lagen im Raum Burgbernheim- Schweinfurt-Eltmann, unten Steinsalz bis 30 m mächtig 40-70 m in Salinarfazies 70-105 m	Ton- u. Mergelstein- Wechselfolge, gelb ver- witternd; mit Dolomit- u. Zellen- kalkstein; Gips u. Anhydrit zurück- tretend (Gips-Bergwerk Döhrlau NE Bayreuth); SE Bayreuth zunehmend Sandsteinlagen 50-30 m	Sandstein, grau bis rot- braun, mittel- bis grobkör- nig (bis 1 cm), feldspathal- tig; oben mit Tonsteinlagen, rot-(violett); durchwegs mit Pflanzen- resten, kohlig 28 m	
	mm2	Oberes Sulfat Mittl. Dolomit mit Oolith				
	mm1	U. Sulfat mit O. Steinsalzlager Unteres Steinsalzlager Basis-Sulfat Unterer Dolomit				
Unterer Muschelkalk mu	mu3	Orbicularisschichten Wellenkalkfolge 5-9 mit Schaumkalkbank 1-3, Spiriferinabank, O. u. U. Terebratbank	Kalkstein, grau(blau), mikri- tisch, dünnplattig, knauerig, teils mergelig, wellig („Wellen- kalk“); mit Kalksteinbänken, teils schill-haltig, spartisch, teils oolithisch, teils konglomera- tisch 80-100 m	oben: Mergelkalk- u. Kalkmergelstein, grau, wellig, wulstig; unten: Mergelstein, gelb- lich- u. dunkelgrau, teils feinsandig; nach SE zunehmend do- lomitisch; bei Bayreuth: oben dolo- mitisch-sandig, unten to- nig-sandig 90-60 m	Sandstein, grau, fein- bis mittelkörnig, oben teils karbonatisch; mit Tonsteinlagen, dunkel- grau, glimmerreich u. hell- grau, karbonatisch; mit Pflanzenresten, kohlig 59-60 m	
	mu2	Wellenkalkfolge 4 Oolithbank Beta 2				
	mu1	Wellenkalkfolge 1-3 mit Oolithbank Alpha u. Beta Grenzgelbkalkstein				

langenheim und Kitzingen-Et washausen, 16 m bei Burgbernheim, 6 m bei Bad Windsheim, 13 m bei Eltmann). Darüber folgt ein wiederholter Wechsel von Karbonaten und Evaporiten. Wieder zunehmenden Wasseraustausch mit der Tethys im ausgehenden Mittleren Muschelkalk belegt die nun umgekehrte Abfolge von Sulfaten, Dolomiten und Mergeln. Die hangenden fossilreicheren Kalksteine bezeugen bereits wieder „normale“ marine Bedingungen im Oberen Muschelkalk. Während am Anfang des Mittleren Muschelkalks ruhige strömungsarme Ablagerungsbedingungen unter vorwiegend flacher Wasserbedeckung bei ansteigender Salinität herrschten, zeigen die den Evaporiten zwischengeschalteten Karbonate Merkmale ruhigen und sehr flachen, übersalzten Wassers sowie einzelner Emersionsphasen. Die Sulfate selbst wurden auch unter Wasserbedeckung ausgeschieden (ROTHE 1993).

Die Gliederung des Mittleren Muschelkalks Nordbayerns erfolgt entsprechend seiner Lage und Ausbildung nach Faziesräumen in salinare und geringer salinare Fazies sowie in dolomitische und sandige Randfazies. Der Gesteinsaufbau läßt eine gewisse Zyklizität erkennen, die in randlicher Fazies allerdings nicht mehr nachzuweisen ist. Die sich wiederholende Abfolge (s. o.) gestattet eine lithostratigraphische Dreigliederung in **Mittleren Muschelkalk 1** (mm1), **Mittleren Muschelkalk 2** (mm2) und **Mittleren Muschelkalk 3** (mm3). Die Zyklen sind meist nicht vollständig ausgebildet. Sie beginnen jeweils mit der Karbonatausscheidung. Diese Gliederung ermöglicht trotz lateraler Faziesdifferenzierungen und Mächtigkeitsschwankungen eine weitgehende Korrelierung des unterfränkischen Mittleren Muschelkalks in Bohrungen.

Die **Salinarfazies** (mit Steinsalz und Anhydrit) ist im Raum Burgbernheim-Bad Windsheim-Scheinfeld-Kitzingen-Eltmann ausgebildet (vgl. SCHÖDLBAUER & HOFFMANN 1991). Sie wird unterteilt in mm1 (Unterer Dolomit, Basis-Sulfat, Unteres Steinsalzlager, Unteres Sulfat mit Oberem Steinsalzlager), mm2 (Mittlerer Dolomit mit Oolith, Oberes Sulfat) und mm3 (Oberer Dolomit). Diese Neugliederung entstand in Anlehnung an SCHWARZMEIER (1982), FRIEDEL & SCHWEIZER (1989) und FREUDENBERGER (im Druck).

Der Mittlere Dolomit kann teilweise oolithisch ausgebildet sein (Leithorizont), was auf kurzfristige Zufuhr frischen Meerwassers hindeutet. In das Untere und Obere Sulfatlager schalten sich einzelne karbonatische Lagen und Dolomitsteinbänkchen ein, was bei fehlendem Oolith die Identifizierung des Mittleren Dolomits erschwert (früher zusammenfassend: „Obere Anhydritzone“).

Die lateral anschließende geringer salinare Fazies ist durch Ablaugung der Steinsalzlager – falls diese primär vorhanden waren – und der Sulfatlager gekennzeichnet. Die Schichtenfolge setzt sich aus einem Wechsel von Mergel- und Tonsteinen, Residualtonen (Auslaugungsrückständen), Dolomit- und Kalksteinen (Zellenkalksteinen) zusammen. Hierbei entsprechen dem mm1 die basalen dolomitischen Kalksteine, Residualtone und -mergel. Mit dem Mittleren Zellenkalkstein oder dem Oolith beginnt der mm2, auf den wiederum Residualtone und -mergel folgen. Dem mm3 schließlich entspricht die hangende Abfolge, die mit den Stylolithenkalksteinen beginnt. Darüber treten vielerorts lagenweise Hornsteine oder eine Hornsteinkalkbank auf. Es können hangend ein Oolith oder ein Oberer Zellenkalkstein folgen, die als Grenzbank zum Oberen Muschelkalk fungieren.

Die Gesamtmächtigkeit des Mittleren Muschelkalks in Salinarfazies (Steinsalz, Anhydrit) beträgt in den Bohrungen Kleinlangheim 92 m, in Bergrheinfeld 75 m, in Gäd-

heim 105 m (BÜTTNER & PÜRNER im Druck). Bei Würzburg-Kist wurde ein Gipslager von 38,6 m Mächtigkeit, das durch 4,4 m mächtigen Kalkstein zweigeteilt ist, erbohrt (FREUDENBERGER im Druck). Unterirdische Ablaugung (Subrosion) von Evaporiten reduzierte die **Mächtigkeit** des Schichtstoßes beträchtlich, woraus auch auf engem Raum beachtliche Mächtigkeitsschwankungen resultieren. Die Mächtigkeiten der geringer salinaren Fazies wechseln wegen der Subrosion ebenfalls rasch. Die besonders an den Maintalhängen festgestellten Mächtigkeiten von 40–45 m deuten in der Regel auf vollständige Ablaugung der Sulfatlager hin.

Die übersalzenen Lagunen waren ausgesprochen lebensfeindlich, die Faunenreste beschränken sich in einzelnen Bänken auf Knochen, Zähne und Schuppen von Wirbeltieren, vor allem von Fischen (Selachier) und noch seltener von Reptilien (Nothosaurier) (ROTHER 1993).

Die dolomitische Entwicklung des Mittleren Muschelkalks nimmt beckenrandwärts stark zu (z. B. Umgebung von Kronach und südlich Kemnath). Diese fast vollständig dolomitisierte Randfazies zeigt häufig typische supratidale Sabkha-Karbonat-Evaporitabfolgen und, episodisch eingeschaltet in Zeiten mit hohem Wasserstand bzw. höherer Wasserenergie, oolithische Bänke (ROTHER 1993). Dolomitische Zellenkalke nahe der Hangengrenze sind bis südlich Bayreuth zu verfolgen. In extremer Randfazies versandet auch der Mittlere Muschelkalk gänzlich (bei Kemnath, südöstlich Creußen, bei Grafenwöhr).

Oberer Muschelkalk, mo

Mit dem Oberen Muschelkalk erhielt das Germanische Becken im SW über die Burgundische Pforte erneut Zugang zum offenen Meer der Tethys. Als Absatz eines epikontinentalen Flachmeeres wurden grauer Kalk-, Mergel- und Tonstein mit reichlich organischen Resten sedimentiert. Einzelne Schillkalksteinbänke bilden Leithorizonte (Spiriferinabank, Cycloidesbank) von z. T. überregionaler Bedeutung. Die Verflachung des Beckens gegen Ende des Muschelkalks wird durch den Glaukonitgehalt im Grenzglaukonitkalkstein und durch schillreiche Karbonathorizonte dokumentiert.

Die Gliederung des Oberen Muschelkalks erfolgt in Anlehnung an HOFFMANN (1967) Normalprofil Unterfrankens anhand von Leitbänken: **Oberer Muschelkalk 1** (mo1, Wulstkalke bis einschließlich Spiriferinabank), **Oberer Muschelkalk 2** (mo2, Plattenkalksteinfolge 3 bis einschließlich Cycloidesbank), **Oberer Muschelkalk 3** (mo3, Tonsteinhorizont 4 bis einschließlich Grenzglaukonitkalkstein mit Grenzbonebed). Nach der Fazies- und Zyklengliederung wird das Ablagerungsgeschehen im Oberen Muschelkalk als Auswirkung zyklischer Meeresspiegelschwankungen verstanden. Danach setzten sich während einer Regression dickbankige Kalksteine im Flachwasser ab (mo1). Dünnbankige Kalk-Tonstein-Wechselfolgen hingegen weisen hin auf tieferes Wasser während einer Transgression (mo2 und basaler mo3). Dickbankige, teils sparitische Karbonatgesteine im ausklingenden Oberen Muschelkalk 3 belegen regressive Tendenzen. Die maximale Überflutung im Gesamtzyklus, also den höchsten Stand des Meeresspiegels während der Trias, sehen AIGNER & BACHMANN (1993) und RÖHL (1993) im Bereich der Cycloidesbank an der Grenze mo2/mo3. Durch diesen Meeresspiegelhöchststand erklärt sich auch die hohe Faunendiversität.

Der Obere Muschelkalk beginnt mit dem schwach sparitischen oder oolithischen Wulstkalkstein, gefolgt vom Zeller Tonsteinhorizont, der durch die sparitische Haupt-

encrinitenbank zweigeteilt wird. Über der Terebrateldickbank folgen die Plattenkalksteinfolgen 1–6, die durch die Tonsteinhorizonte 1–5 sowie charakteristische, meist sparrische, lithologische Leitbänke unterteilt werden, deren wichtigste die Spiriferinabank im Top des mo1 und die Cycloidesbank im Top des mo2 sind. Allerdings weist die Spiriferinabank im nördlichen Unterfranken häufig nicht die typische Fauna auf (BÜTTNER & STÜRMER 1984). Diese sparrische, mit Steinkernen von Brachiopoden (Terebrateln) der namensgebenden Form *Coenothyris cycloides* vollgepackte Schillkalksteinbank gilt als der markanteste und zugleich am weitesten verbreitete Leithorizont des Oberen Muschelkalks. Ihr von HAGDORN & SIMON (1993) erkannter Wert als „ökostratigraphische Leitbank“ (Zeitmarke) zeigt sich in ihrer Verbreitung vom Fränkischen über das Thüringer Becken bis Zentralpolen. Der mo3 endet mit den „Fränkischen Grenzschichten“, bestehend aus dem Ostracodenton und dem Grenzglaukonitkalkstein, der mit dem Grenzbonebed abschließt. Dieses Bonebed ist ein Kondensat aus Wirbeltierresten (Fischschuppen und -zähne, Knochenreste von Fischen und Sauriern, Koprolithe).

Während des ausklingenden Oberen Muschelkalks kam es zu einer Differenzierung der Faziesräume im unterfränkischen Raum. Im Gegensatz zu der im tieferen Wasser entstandenen Schichtenfolge des normal entwickelten Oberen Muschelkalks (Normalfazies) wurden im Raum Rothenburg–Röttingen–Eibelstadt bei Würzburg die mächtigen Schillkalke des Quaderkalks (**Quaderkalkfazies**) als Bildungen flacher, küstennaher Meeresbereiche abgelagert (RUTTE 1981, HAUNSCHILD 1986). Der Quaderkalkstein ist ein technisch hochwertiger Naturwerkstein; reger Abbau findet heute noch besonders bei Kleinrinderfeld und Kirchheim südwestlich Würzburg statt (vgl. WEINIG 1984 a).

Die **Mächtigkeit** des Oberen Muschelkalks beträgt im Raum Würzburg–Aub-Schweinfurt–Coburg 80–100 m, im Raum Kronach–Bayreuth 90–60 m und im Raum Grafenwöhr 70–55 m. Beckenrandwärts nimmt die Mächtigkeit rasch ab, wie die Bohrungen Dinkelsbühl 1001 (49 m), Gunzenhausen (31 m) und Abenberg 1001 (28 m) zeigen (HAUNSCHILD 1990, 1993 a).

Südöstlich von Bayreuth geht auch der Obere Muschelkalk rasch in die dolomitisch-sandige Randfazies über (vgl. EMMERT & STETTNER 1994). In den Bohrprofilen von Grafenwöhr vertreten grobkörnige Arkosen, denen geringmächtige rote Tonsteine zwischengelagert sind, den Oberen Muschelkalk. Auch südlich Gunzenhausen keilen die letzten Steinmergelbänke aus, und die teilweise mächtigen Tonsteinlagen werden randwärts zunehmend von der Sandfazies verdrängt (freundl. mündl. Mitt. H. HAUNSCHILD 1994).

3.2.3 Keuper, k

Der Begriff Keuper wurde in Anlehnung an fränkische volkstümliche Bezeichnungen für weiche, bröckelig zerfallende Schichten bereits 1825 von L. v. BUCH geprägt, wenngleich dieser ihn noch nicht eindeutig in stratigraphischem Sinne definiert hatte (EMMERT 1994). Benennung und Gliederung der Trias (Dreiteilung) erfolgte durch v. ALBERTI (1834).

Der **Sedimentationsraum** des Germanischen Beckens war auch im Keuper durch schmale Pforten mit der Tethys verbunden, die Wasserzirkulation aber sehr stark eingeschränkt. Nach den marinen Verhältnissen im Muschelkalk geriet das Ablagerungsgebiet Süddeutschlands im Keuper zunehmend unter terrestrischen Einfluß, die Subsidenz wurde durch die Sedimentation ausgeglichen. Die Ablagerung erfolgte großflächig auf einem fast ebenen Untergrund (GEYER & GWINNER 1991).

Die **Verbreitung** des Keupers erstreckt sich übertage von Crailsheim–Nürnberg über Würzburg–Bamberg bis nach Mellrichstadt sowie von Coburg über Bayreuth entlang dem Rande des Grundgebirges nach Amberg und Regensburg in der Oberpfalz. In Nordwestbayern treten die Keupergesteine markant in Erscheinung und prägen charakteristische Landschaften Frankens. Aus der flachwelligen Verebnung des Unteren Keupers (Gäulandschaft) erhebt sich die Keuper-Schichtstufe. Die weichen Tonsteine des Gipskeupers verursachen die steilen Anstiege. Eingeschaltete, geringmächtige, karbonatische oder sandige Bänken, v. a. Bleiglanz-, Acrodus- und Corbulabank, ergeben die ausgedehnten Verebnungen der Schichtstufenlandschaft. Mit dem Schilfsandstein beginnend treten auch die Sandsteine als Flächenbildner in Erscheinung. Die bewaldeten Höhen des Schichtstufenlandes, wie Frankenhöhe, Steigerwald und Haßberge, bestehen aus Sandsteinkeuper.

Das **Klima** änderte sich während des Keupers von arid über semiarid bis semihumid. Bedingt durch den mehrmaligen Milieuwechsel, teils marin, teils brackisch bis fluviatil, der zudem auch örtlich und zeitlich begrenzt war, spiegelt sich in den Keupersedimenten ein reger Fazieswechsel sowohl nebeneinander als auch übereinander wider (BERGER 1981). In binnenmeerähnlichem Milieu setzten sich Tone, Mergel und harte Karbonatlagen ab, und bei zunehmender Eindampfung wurden zumindest in Teilbecken Dolomit, Anhydrit, Gips und z. T. sogar Steinsalz abgelagert. Vom Fennoskandischen Schild im N stammend sind die graugrünen Sandsteine des Werksandsteins und des Schilfsandsteins unter brackisch-limnischen Verhältnissen, vielleicht als Absätze eines riesigen Stromdeltas (WURSTER 1964), über große Areale verbreitet (Nordischer Keuper). Ab dem höheren Mittleren Keuper wurden grobkörnige, oft feldspatreiche Sandsteine schichtflutartig aus SE vom Vindelizisch-Böhmischen Massiv geschüttet (Vindelizischer Keuper). Die Absenkung des Vindelizischen Festlandes kam also während des Blasen- und Burgsandsteins nicht nur zur Ruhe, sondern wurde von einer vorübergehenden Hebung abgelöst (freundl. mündl. Mitt. H. HAUNSCHILD 1994). Insgesamt aber verlagerte sich der Beckenrand der germanischen Bucht im Laufe des Keupers immer weiter nach S und SE, und seine Sedimente wurden unter dem Einfluß der Landnähe, dem Vindelizischen Rücken, immer sandiger und grobkörniger. Schließlich herrschten im jüngeren Keuper südlich einer Linie Neustadt/Aisch–Nürnberg und jenseits der heutigen Alb festländisch-fluviatile Sedimentationsbedingungen (BERGER 1981). Auch aus der Mächtigkeitsabnahme der Keupersedimente von N nach S ist die Küstennähe zu rekonstruieren (Abb. 3.2-3, vgl. MENZEL & SCHRÖDER im Druck). Während der Keuper im Gebiet Bamberg–Bayreuth noch über 500 m (Brg. Mürsbach 531 m, Brg. Staffelstein 530 m) mächtig ist, verringert sich seine Mächtigkeit in Richtung Donau auf weniger als 200 m (Brg. Daiting 176 m, Brg. Bad Gögging 45 m).

Länger anhaltende Regenzeiten und stärkerer Zufluß von Süßwasser ergaben für einzelne Perioden ein brackisch-marines Gewässer, in dem die Vielfalt der marinen **Fauna** dezimiert wurde. Man findet selten Lebensspuren, u. a. von Würmern, einige Arten von Muscheln, untergeordnet Fische und gelegentlich Reste amphibischer Saurier bzw. deren Lebensspuren. Hingegen ist lokal (Untiefen) eine reiche **Flora** (Schachtelhalme, Farne, Nadelhölzer etc.) überliefert.

Gliederung: Die über 500 m mächtige Schichtenfolge des Keupers wird in Unteren (bis 50 m), Mittleren (bis 400 m) und Oberen Keuper (bis 50 m) gegliedert (Tab. 3.2-3). Die Abgrenzung im Liegenden zum Muschelkalk und im Hangenden zum Jura ist als Faziesgrenze mit gewissen Unsicherheiten behaftet und steht daher weiter in Diskussi-

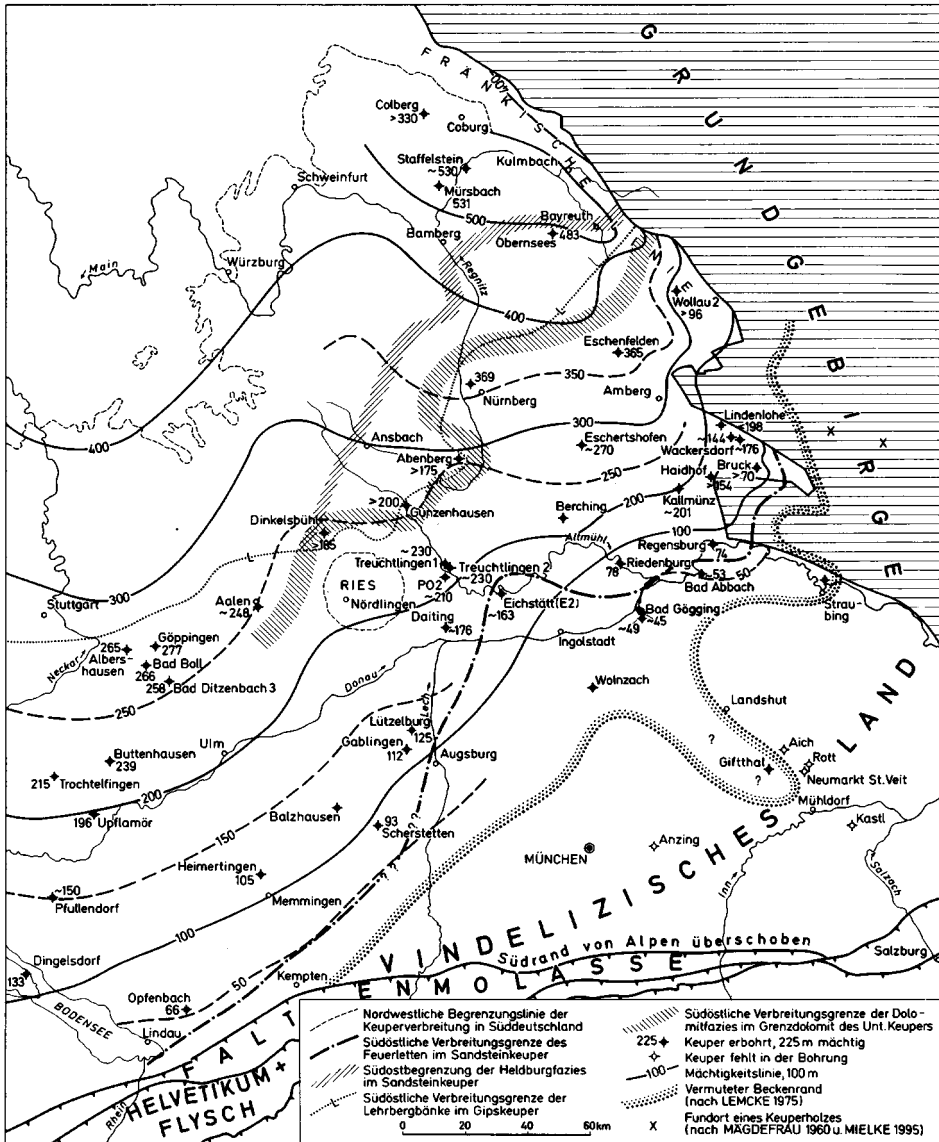


Abb. 3.2-3 Keuper: Verbreitung und Paläogeographie (aus HAUNSCHILD 1993 c: 44; Nachträge: Bohrungen Lützelburg, Treuchtlingen 2; Keuperholz nach MIELKE 1995).

on (vgl. BEUTLER 1980, BEUTLER et al. 1992, HAUNSCHILD 1981). Ähnlich wie im Muschelkalk dienen weit durchhaltende lithostratigraphische Leithorizonte (Dolomit-, Steinmergellagen und Tonsteinhorizonte) der weiteren Untergliederung. Eine biostratigraphische Feingliederung existiert bislang nicht.

Unterer Keuper (Lettenkeuper), ku

Eine jeweils nur wenige Meter mächtige Wechselfolge von grauen, ockerfarbig verwitternden Kalk- und Dolomitsteinen mit Muscheln, feinkörnigen Sandsteinen mit inkohlten Pflanzenresten („Lettenkohlen-Flözchen“), grauen Ton- und Mergelsteinen geben deutlich die Schwankungen von marinen und festländischen Einflüssen wieder (vgl. HEUNISCH 1986, KELBER 1990: 13).

Der Untere Keuper in Mainfranken wird konventionell (Kartierpraxis) in vier Abschnitte unterteilt (z. B. HOFFMANN 1967, HAUNSCHILD 1986, FREUDENBERGER 1995):

- Untere Tonstein-Gelbkalkschichten (ku1; Untere Vitriolschiefer bis einschließlich Obere Estherienschiefer)
- Werksandstein-Bereich (kuW; Cardiniensandstein bis Basis Albertibank)
- Obere Tonstein-Gelbkalkschichten (ku2; Albertibank bis einschließlich Obere Drusengelbkalksteine)
- Grenzdolomit (kuD)

Die Möglichkeit einer Verbindung dieser Leitbankstratigraphie von Nordbayern nach Thüringen untersuchten BRUCKSCHEN & SCHRÖDER (1994), wobei sich auch östlich der Rhön die Karbonatlagen als niveaubeständiger erwiesen (vgl. GUDDEN 1981 a).

Die **Unteren Tonstein-Gelbkalkschichten** in Mainfranken bestehen größtenteils aus grauschwarzen Tonsteinen. Die liegenden Vitriolschiefer werden durch WAGNERS Plattenhorizont, einem meist eingekieselten Siltstein, zweigeteilt. Über den karbonatischen Bänken, bestehend aus Blaubank-Bereich, Dolomitische Mergelschiefer und Untere Dolomitsteine, folgen die Estherienschiefer, unterteilt durch die sehr charakteristischen, kieselig gebundenen Siltsteine der Hauptquarzitschieferplatten und die Zelligen Mergelkalksteine. Wenige Meter über der Basis schiebt sich lokal der Untere Sandstein ein.

Unter **Werksandstein-Bereich** faßt man den teils kieseligen Cardiniensandstein, den Werksandstein sowie die Blauen und Grünen Tonsteine zusammen. In mächtiger „Flutfazies“ kann der Werksandstein den gesamten Bereich einnehmen. Trotz seiner starken Mächtigkeitsschwankungen (bis 20 m) stellt er die geschlossenste Sandschüttung innerhalb des Unteren Keupers dar. In geringmächtiger „Stillwasserfazies“ vertreten ihn meist sandige, mergelige Tonsteine. Namensgebend für diesen feinkörnigen, tonigen, graugrünen, zuoberst auch braunroten („Blutsandstein“) Sandstein war seine Nutzung als begehrter Werkstein. Funde von Schachtelhalmen, Farnen, Cycadeen und Voltzien bekunden lokalen Reichtum an Flora.

Intensive vertikale und laterale Fazieswechsel charakterisieren die **Oberen Tonstein-Gelbkalkschichten**. Diese unterscheiden sich vom Liegenden vor allem durch einen vielfältigen Farbwechsel der Gesteine, die Zwischenschaltung von Roteisensteinkonkretionen und das unperiodische Auftreten von Feinsandlagen (Sandige Pflanzenschiefer, Anoplophorasandstein etc.), das bis zum Oberen Sandstein anhält (HAUNSCHILD 1986). Der ku2 beginnt mit der Albertibank, der ersten Kalksteinbank über dem kuW.

Den Abschluß des Unteren Keupers bildet der sehr markante **Grenzdolomit**, eine den gesamten süddeutschen Raum überdeckende Meeresablagerung. Dieses 0,5–5,0 m mächtige zellige, plattige oder klotzige Karbonatgestein mit Gipseinschlüssen enthält eine marine Fauna, in der *Costatoria goldfussi* dominiert. Ferner wurden Bakevel-

Tabelle 3.2-3: Gliederung des Keupers (nach BERGER 1981, FREUDENBERGER 1996)

Gliederung mit Leithorizonten			Coburg-Kulmbach-Ansbach	Dinkelsbühl (Nördliches Vorries)	Bayreuth-Grafenwöhr- Nürnberg	Weiden-Boden- wöhrer Senke		
Oberer Keuper ko			Oberer Rhättonstein koTO	Sandstein, teils feinkörnig, teils fein- bis grobkörnig, feinkiesig, feldspathaltig; Tonstein, rotbraun, graugrün, schwarzgrau; teils als Rhät-Lias-Übergangsschichten zusammengefaßt ca. 30 m	Tonstein	Sandstein, Tonstein (stellenweise Schichtlücke)	Sandstein	
			Oberer Rhätsandstein koSO					
			Mittlerer Rhättonstein koTM					
			Unterer Rhätsandstein koSU					
			Unterer Rhättonstein koTU					
Mittlerer Keuper km	Coburg-Folge	Sandsteinkeuper kMS	Feuerletten kmF	Tonstein, rot, mit Dolomitsteinlagen 40-80 m	Tonstein, mit Sand- u. Dolomitsteinlagen 35-30 m	Tonstein, rot; mit Sand- u. Dolomitsteinlagen 20-60 m	Ton- u. Sandstein 19-0 m	
			Burgsandstein kmB	Oberer Burgsandstein mit Basisletten	Sandstein, Tonstein 25-40 m	Sandstein, Tonstein 34 m	Sandstein, im ungleichmäßigen Wechsel mit Tonsteinlagen; teils Dolomitstein- und Chalcedon-führend ca. 120 m (Bayreuth 200 m)	vorherrschend sandige Ausbildung
				Mittlerer Burgsandstein mit Basisletten	Sandstein; Arkosen, dolomitisch; Tonstein; Kalk- u. Kieselkrusten 30-50 m	Sand- u. Tonstein, karb. Lagen u. Kieselknollen 30 m		
				Unterer Burgsandstein mit Basisletten	Sand-, Ton-, Tonmergelstein mit Gips (Heldburg-Fazies) 25-70 m	Sand- u. Tonstein, mit Karbonat- u. Kieselknollen 15 m		
	Blasensandstein i. w. S. kmBL+C	Coburger Sandstein	Sandstein, (grün)grau; Tonstein, mit Sandsteinlagen 3-15 m 30-45 m	Sandstein, teils karbonatisch; mit Quarzgeröllen; mit Tonsteinlage 30-33 m				
		Blasensandstein i. e. S.						
	Ansbach-Folge	Gipskeuper kmG	Lehrberg-schichten kmL	Lehrbergbänke Ansbacher Sandstein 25-40 m	Ton- u. Sandstein, mit 2 Steinmergelbänken 24 m	Tonstein, rot; mit Sandsteinlagen, im SE zunehmend 25-50 m		
			Schilfsandstein kmS		Feinsandstein, Tonstein-Sandstein-Wechselfolge 0-50 m	Schilfsandstein-Rinne		
			Grabfeld-Folge	Estherien-schichten kmE	Anatinabank Acrodus- u. Corbulabank 20-50 m	(Estherienschichten i. e. S. erodiert), mit 1 Dolomitsteinbank	Tonstein, im SE zunehmend sandig; Sandstein, dolomitisch 20-40 m	
				Myophorien-schichten kmM	Bleiglanzbank Grundgips 40-100 m	Ton- u. Sandst., mit 2 Steinmergelbänken, teils mit Benker Sandst. 20-21 m	Benker Sandstein: Sandstein-Tonstein-Wechselfolge 75-100 m	
Grenz dolomit kuD			Dolomitstein, kalkig 0,5-5 m	Sandst., dolomitisch 0,5 m	Sandstein, dolom. 2-0 m			
Unterer Keuper ku			Obere Tonstein-Gelbkalkschichten ku2	Sand-, Dolomit- u. Mergelstein 7 m	Sand- und Tonstein 20-30 m	vorherrschend Sandstein 10-0 m		
			Werksandstein-Bereich kuW					
			Untere Tonstein-Gelbkalkschichten ku1					

lien, Myophorien, Röhrenwürmer und Reste mariner Wirbeltiere beschrieben. Küstenwärts keilt dieser Horizont allmählich aus bzw. wird sandig. In den Bohrungen Dinkelsbühl 1001, Gunzenhausen und Abenberg 1001 konnte er noch nachgewiesen werden (vgl. HAUNSCHILD 1993 b). Weiter südlich und im Nürnberg-Amberger Raum kann er vom hangenden Benker Sandstein nicht mehr eindeutig abgetrennt werden.

Der Untere Keuper wurde in einem flachmarin-lagunär-brackischen Meeresteil abgelagert. Dafür sprechen auch die von KÖSTER & SCHNITZER (1984) festgestellten Borgehalte. Untermeerische Schwellen und Barrieren ermöglichten je nach Süßwasserzufluß und Klimabedingungen kleinräumige Bereiche, in denen das Meerwasser ausgesüßt oder übersalzen war. Dem ständigen Wechsel im **Ablagerungsmilieu** entspricht die bunte Vielfalt der Gesteine: Graue und gelbe Kalk- und Dolomitsteinbänke gelten als Ablagerungen von Meeresvorstößen, die schwarzgrünen Ton- und Mergelsteine sowie die feinkörnigen graugrünen Sandsteine als brackische und limnische Absätze eines riesigen Stromdeltas. Dies wurde auch durch palynologische Studien von HEUNISCH (1986) und geochemische und sedimentpetrographische Untersuchungen von HAHN (1986) eindrucksvoll bestätigt. Die Mikroflorenassoziationen deuten auf dauerhafte humide Klimaverhältnisse im fränkischen Raum während des Unteren Keupers hin. Küstennah siedelten bevorzugt Farne, Schachtelhalme und Bärlappgewächse, die auch als Pionierflora die aus dem Wasser auftauchenden Sandinseln (z. B. des Werksandsteins) besiedelten. Im Hinterland wuchsen Koniferen (HEUNISCH 1986).

Die gleichartige Ausbildung der Schichten im unteren Teil des Unteren Keupers im gesamten südlichen Unterfranken und darüber hinaus deutet HOFFMANN (1967) als eine Zeit großer Sedimentationsruhe. Er hält den Kalk-Ton-Wechsel, der in einigen Bänken bis in den cm-Bereich geht, im Unteren Keuper wie im Oberen Muschelkalk für ein Ergebnis wechselnder Ausscheidungsbedingungen (z. B. Ablagerungsmilieu, Zusammensetzung der Gesteine der Liefergebiete etc.). AIGNER, BACHMANN & HAGDORN (1990) hingegen deuten die Beckenfüllung des Lettenkeupers im Sinne der Sequenz-Stratigraphie als „shallowing-upward Zyklus“, der sich wiederum aus transgressiv/regressiven Zyklen zusammensetzt. Demnach sind die bekannten Leitbänke des Lettenkeupers von den transgressiven Dolomitsteinen gebildet; das regressive Maximum wird im Werksandstein erreicht. Danach folgt eine generelle transgressive Tendenz mit Höhepunkt im Grenzdolomit.

Beckenrandwärts versandet der Untere Keuper, so südöstlich Bayreuth, Kemnath, Pressath (vgl. LEITZ & SCHRÖDER 1985). Weiter südlich bei Weiden und Bodenwöhr sowie südlich der Bohrungen Treuchtlingen und Eschertshofen ist der Untere Keuper nicht mehr sicher abgrenzbar.

Mittlerer Keuper, km

Diese um 400 m mächtige Gesteinsfolge wird in den überwiegend tonigen Gipskeuper (um 150 m) und den mehr sandigen Sandsteinkeuper (um 250 m) unterteilt (Tab. 3.2-3). Überregional wird auch in Folgen gegliedert (GWINNER 1980). Danach setzt sich der Gipskeuper aus Grabfeld-, Stuttgart- und Ansbach-Folge zusammen. Die hangende Coburg-Folge umfaßt den Sandsteinkeuper, wobei zu beachten ist, daß diese bereits mit den Lehrbergbänken beginnt und mit dem Burgsandstein endet.

Gipskeuper (kmg): Der ausklingende Untere Keuper war durch einen Meeresvorstoß gekennzeichnet. Zu Beginn des Mittleren Keupers fand nun weitgehend Ein-

dampfung des Meerwassers statt (Evaporit-Playa-Milieu). Es wurden bis 15 m mächtige Grundgipsschichten sedimentiert. Diese Folge von Sulfatgesteinen mit einzelnen zwischengeschalteten Tonsteinen beinhaltet besonders im westlichen Bereich zwischen Rothenburg o. d. T. und Königshofen örtlich bis 10 m mächtige, abbauwürdige Gips-Anhydrit-Flöze (THÜRACH 1888, WEINIG 1987). Darüber folgen in den **Myophorien-** und **Estheriensichten** (Grabfeld-Folge) bunte, um 120 m mächtige, meist graue, grünliche und rote Ton- und Tonmergelsteine, deren Tonmineralogie auf wechselnden, teils aber auch stark eingeschränkten Wasseraustausch (Gipslagen) mit der offenen See hinweisen. Vereinzelt marine Ingressionen setzten geringmächtige, aber charakteristische Dolomitsteinbänken („Steinmergelbänke“) ab, wie z. B. die Bleiglanzbank innerhalb der Myophorienschichten oder den *Acrodus-Corbula*-Horizont, mit dem die Estheriensichten beginnen. Die Bohrungen Gunzenhausen, Abenberg 1001 und Schwarzach zeichnen einen Streifen verminderter Sedimentmächtigkeiten am Nordwestrand des Nürnberg-Landshuter Hochs nach (HAUNSCHILD 1990). Beckenrandwärts im S und E versanden die Schichten, etwa südöstlich einer Linie zwischen Dinkelsbühl-Ansbach-Nürnberg-Bayreuth (Benker Sandstein) bzw. südöstlich einer Linie zwischen Gunzenhausen-Roth-Gräfenwöhr (Estheriensandstein) (vgl. EMMERT 1964, HAUNSCHILD 1985: 116). Basisletten erlauben die Unterteilung des Benker Sandsteins in Abteilungen A-D (v. FREYBERG 1954). Das Profil Obernsees nimmt eine Mittelstellung zwischen reiner Becken- und extremer Randfazies ein (HAUNSCHILD 1985).

Auf die mächtige, bunte Tonsteinserie folgt über den Estheriensichten der **Schilfsandstein** (Stuttgart-Folge). Diese 0–50 m mächtige Sandschüttung liegt als Flächen- oder Rinnenbildung (Stillwasser- oder Flutfazies) vor. Feinkörnige, spezifisch gelbgrüne, auch rote Sandsteine (lineare „Strömungsbänder“) in plattiger bis bankiger Ausbildung wechsellagern mit tonigen Sedimenten (Überflutungsfazies). Darin sind als auffällige Einschaltungen mehr oder weniger inkohlte Pflanzenreste (Schachtelhalme, Farne) häckselartig – in einzelnen Partien zu Kohleflözchen angereichert (THÜRACH 1888; HAUNSCHILD 1983, 1987) – enthalten. Die Genese ist immer noch umstritten. Rinnenbildung, Schrägschichtung und Resedimentation sprechen für einen Antransport durch strömendes Wasser. Ob es sich um ein gewaltiges Flußdelta, das von Fließrinnen durchzogen war (WURSTER 1964, SCHRÖDER 1977), oder um Strömungskörper in einem seichten Meer (EMMERT 1965) handelte, steht weiter in Diskussion. Aufgrund neuer Untersuchungen am Schilfsandstein-Vorkommen in Lichtenau bei Ansbach deutet HAUNSCHILD (1994) die Rinnenfüllungen als Folge zahlloser Schüttungsakte mit rasch wechselnden Strömungsintensitäten und ständiger lateraler Verlagerung in einer ausgedehnten Flußlandschaft. Episodische Überflutungen, dokumentiert in Steinmergelbänken und Steinsalzreliktkristallen, rücken den Ablagerungsraum vom rein limnischen zumindest zeitweise in den brackisch-lagunären Bereich, d. h. in Räume mit wechselnden Salzgehalten. Nach Analysen des Fossilinhalts und der Lithofazies sind marin-beeinflußte Horizonte auch im stratigraphischen Abschnitt des Schilfsandsteins, beispielsweise in hyposalinen Bereichen einer Delta-Front, möglich. Es darf aber nicht von einzelnen Lokalitäten (Einzelinformationen) auf das Milieu des gesamten Verbreitungsgebietes geschlossen werden (GEYER 1990).

Als Besonderheit gilt der zuletzt von HAUNSCHILD (1994) untersuchte Lichtenauer „Bausandstein“, den er als das Resultat eines zweiphasigen Bildungsprozesses deutet: Aus einer wiederaufgefüllten Primärrinne (ca. 42 m mächtig), die aus feinsandig-siltigen Sedimenten aufgebaut ist, wurde eine 3–4 km lange und engumgrenzte Furche herausgespült und mit grober Randfazies, die vom nahen Vindelizischen Land stammt,

verschüttet. Diese Sekundärrinne (Lichtenauer „Bausandstein“) war ursprünglich ca. 37 m mächtig. Der Gesteinsschutt wurde von einem beckenrandparallelen Randstrom aufgenommen und mit der herrschenden NE-SW-Strömung (i. S. WURSTERS 1964) verfrachtet.

Über dem Schilfsandstein folgen die **Lehrbergsschichten** (Ansbach-Folge), eine etwa 30 m mächtige ziegelrote Ton- und Tonmergelstein-Serie mit Steinmergelbänken (Hauptsteinmergel, max. 3 Lehrbergbänke) und -knollen. Bezeichnend für die Beckenfazies sind Einlagerungen von Gips, der in Knollenform oder dünnen linsenförmigen Lagen im Trappstadt-Coburg-Kulmbacher Raum auftritt (Berggipsschichten). Auch die „Rote Wand“ am Schwanberg bei Iphofen enthält Gips in Form von ausgedehnten Linsen und Fasergipsschnüren (CRAMER 1964 d). Die Ablagerung der Lehrbergsschichten vollzog sich unter Abnahme der Transportkraft in übersalzenem aquatischen Milieu bei hohem Oxidationszustand (Playasee). Weiter vermutet DOCKTER (1995), daß die Lehrbergbänke unter Bedingungen besserer Durchmischung der geringer salinaren Zuflüsse in das Lagunenbecken entstanden sind, die auch die Ansiedlung einer Fauna ermöglichten. Östlich einer Linie Feuchtwangen-Windsheim-Schlüsselfeld-Bayreuth ist über den Basisletten der bis 4 m mächtige Ansbacher Sandstein ausgebildet. Über dem Horizont der Lehrbergbänke endet mit den grünen Grenzletten der Gipskeuper. Wie alle Gipskeuperschichten versandeten auch die Lehrbergsschichten randwärts (Lehrbergssandstein).

Sandsteinkeuper (kms): Nach dem vorerst letzten Vorstoß des Flachmeeres, das die marinen Lehrbergbänke hinterließ, zog es sich während des Sandsteinkeupers langsam nach N zurück. Die Grenze der sandigen Randfazies schiebt sich in Bayern immer weiter nach NW in das Keuperbecken vor. Das Becken jedoch erweiterte sich nach S (vgl. HAUNSCHILD 1985: 118). Nunmehr wurden festländische und fluviatile Sande und Tone vom Festland im S ins Becken geschüttet (Vindelizischer Keuper – im Gegensatz zu dem bisher vorwiegend vom Fennoskandischen Schild geschütteten Nordischen Keuper). Während im nördlichen Franken bis zum Unteren Burgsandstein noch marine Einflüsse mit Gipsmergeln, Mergeln, Dolomitbildungen und Resten von im oder am Wasser lebender Fauna (Muscheln, Fische, Saurier und Amphibien) erkennbar sind, setzten im südlichen Franken, jenseits einer Linie von etwa östlich Dinkelsbühl-Ansbach-Neustadt/Aisch-Erlangen, bereits im Blasensandstein festländische Bildungen ein (BERGER 1981). Schichtfluten und breite Sedimentfächer verfrachteten Verwitterungsprodukte des Vindelizischen Festlandes beckenwärts und sedimentierten ungleichmäßig geschichtete, schlecht sortierte, mehr oder weniger feldspathaltige Sandsteine, die heute häufig dünnbankig („plattig“) oder mittel- bis dickbankig anstehen. Zwischengeschaltet sind allenthalben mehr oder weniger mächtige Tonsteine, die in der sandigen Fazies als Leitletten zur Gliederung verwendet werden. Der Sandsteinkeuper umfaßt den Blasensandstein i. w. S., den Burgsandstein und den Feuerletten.

Die Schichtenfolge des **Blasensandsteins i. w. S.** umfaßt den Blasensandstein i. e. S. und den Coburger Sandstein. Etwa nordwestlich einer Linie Ebrach-Zeil-Rodach liegt der gesamte Blasensandstein i. e. S. als mergeliger Tonstein (Beckenfazies) mit Gipseinlagerungen vor (z. B. bei Trappstadt). Im Coburg-Kulmbach-Ansbacher Raum wird diese Abfolge im Hangenden sandiger und man gliedert in Basisletten, Sandstein-Letten-Wechselfolge, Werksandstein (nur z. T.) und Grenzletten. Weiter süd(öst)lich versandet schließlich die gesamte Abfolge (Randfazies). Typisch für diese Wechselfolge aus fein- bis grobkörnigen Sandsteinen mit einzelnen Tonsteinlagen ist eine sehr unre-

gelmäßige Sedimentation. Der meist weißgraue, feinkörnige Coburger Sandstein kann in den Typlokalitäten südlich Coburg durch Zwischenletten in Unter- und Oberbank gegliedert werden. Weiter beckenrandwärts vertreten ihn grobkörnige Arkosen.

Der **Burgsandstein** (Abb. 3.2-4) wird mit Hilfe von Tonsteinhorizonten („Basisletten“) in Unteren (kmBU), Mittleren (kmBM) und Oberen Burgsandstein (kmBO) gegliedert (vgl. HAUNSCHILD 1985, 1993 c). Im kmBU zeichnet sich noch einmal deutlich der Unterschied zwischen Beckenfazies (Heldburgfazies) und Randfazies (Nürnberger Fazies) ab. Die Heldburgschichten beschränken sich auf das nördliche Franken, etwa nordwestlich einer Linie Bayreuth-Bamberg-Ansbach (Abb. 3.2-3). Die untere Hälfte dieser 60–80 m mächtigen, gipsführenden, tonig-mergeligen Schichtenfolge („Gipsmergel“) unterscheidet sich besonders durch ihre graue Farbe von den liegenden und hangenden Schichtgliedern, in denen rote Farben vorherrschen. Sie enthalten zahlreiche Steinmergellagen und Knollen aus dolomitischem Kalkstein. Das Hangende bilden rote, mergelige Tonsteine, die einzelne Karbonatlagen enthalten (EMMERT 1964). Die randnahe, sandige Ausbildung des kmBU ist bei Nürnberg typisch entwickelt, sie beginnt mit einem charakteristischen Karbonathorizont, der die Abgrenzung zum Coburger Sandstein ermöglicht.

Charakteristisch für die sandig-dolomitische Fazies des Mittleren Burgsandsteins (kmBM) sind die „Dolomitischen Arkosen“. Sie bestehen aus einem schlecht sortierten, vorwiegend grobkörnigen, feldspathaltigen, harten, dolomitischen Sandstein, der weißgraue, bräunliche oder auch violett getönte, unregelmäßig an- und abschwellige Lagen oder knollige Linsen bildet. Im Übergangsbereich zwischen sandiger Randfazies und tonig- evaporitischer Beckenfazies entwickelten sich mächtige Krustenkarbonate (laminierte und brecciierte Dolomikritlagen) im Wechsel mit Chaledonlagen und -knollen (MOSES 1986). Diese bildeten sich unter ariden bis semiariden Klimabedingungen in einem Playa-Milieu (Karbonatmarschen). Von Coburg bis Kulmbach läßt sich eine bis 10 m mächtige dolomitische Arkose („Coburger Festungssandstein“) verfolgen, die aufgrund ihrer Härte besonders terrassenbildend hervortritt. Die südöstliche Verbreitungsgrenze der dolomitischen Arkose folgt etwa einer Linie Bayreuth-Höchstadt-Ansbach (EMMERT 1964). Im Nordfränkischen kann lokal mit Hilfe von Basis-, Unteren und Oberen Zwischenletten der kmBM in Bank A-C unterteilt werden.

Den Oberen Burgsandstein (kmBO) durchsetzen nördlich des Mains, im Gebiet Ebern-Burgpreppach-Seßlach-Coburg, ebenfalls dolomitische Lagen. Weißgraue, fein- bis mittelkörnige, basal auch grobkörnige, harte Dolomitsandsteine bzw. dolomitische Arkosen und knollige Dolomitsteinlagen wechseln mit violettroten und grünen Tonsteinzwischenmitteln ab. Die südöstliche Verbreitungsgrenze der dolomitischen Arkosen im kmBO verläuft etwa von Lichtenfels über Eltmann. Südöstlich davon herrschen mittel- bis grobkörnige, teils auch feinkörnige, meist sehr dickbankige, feldspatreiche Sandsteine vor (EMMERT 1964). Auch der kmBO kann im Nordfränkischen lokal durch Basis-, Untere und Obere Zwischenletten in Bank D-F untergliedert werden.

Im Burgsandstein wurden wiederholt Urkonzentrationen („Aktivarkosen“) festgestellt, die aber lediglich von wissenschaftlicher Bedeutung sind (BERGER 1962, SCHNITZER 1976).

Hinweise auf die Lebewelt sind selten: Verkieselte Hölzer (primitive Nadelhölzer) und vereinzelt aufgefundene Fährten von Sauriern weisen auf sie hin. Erst gegen Ende

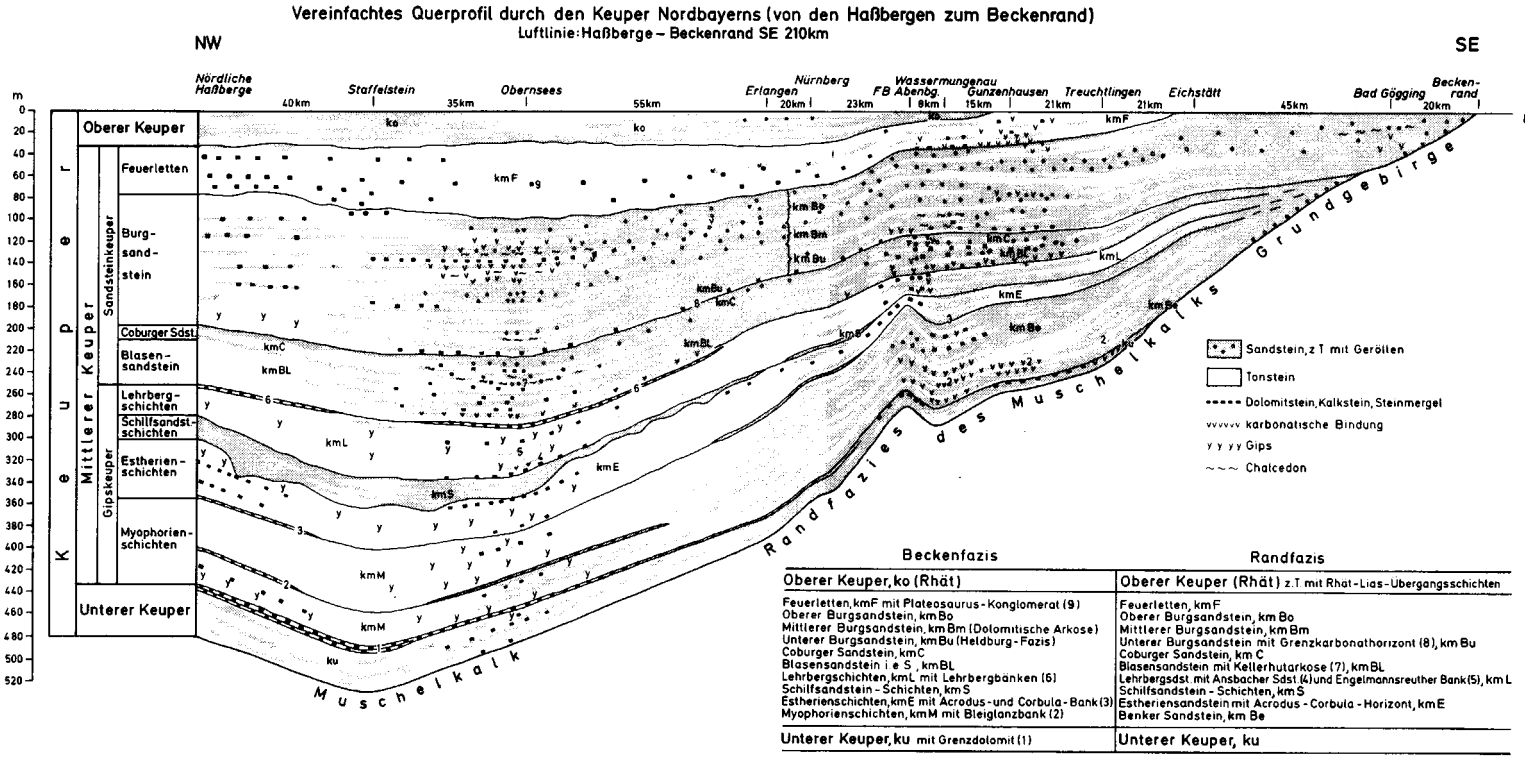


Abb. 3.2-4 Faziesprofil durch den Keuper Nordbayerns (aus HAUNSCHILD 1993 b: 58).

des Mittleren Keupers änderte sich das Bildungsmilieu, und unter brackisch-limnischen Bedingungen wurden rote bis rotviolette Ton- und Tonmergelsteine als **Feuerletten** (kmF) abgelagert. Auch im Feuerletten („Knollenmergel“) treten Dolomitstein-Krusten auf, meist als linsenförmige Körper, deren Entstehung in flachen engräumigen Depressionen einer schwach reliefierten Verebnungsfläche angenommen wird. Lokal sind auch Dolomitknollen zu gekröseartigen Massen (Caliche-Bildungen) angehäuft (MENZEL & SCHRÖDER 1994). An den Küsten des Vindelizischen Landes schoben sich sandige, konglomeratische Bildungen z. T. mit Knochenresten und Muscheln zwischen die Tonsteine (BERGER 1981). Bereits bei Abenberg gehen die Feuerlettenessandsteine in eine Burgsandstein-ähnliche Fazies über (freundl. mündl. Mitt. H. HAUNSCHILD). Die Mächtigkeit des Feuerlettens beträgt von Coburg bis etwa Nürnberg oder Amberg 60–40 m, stetig abnehmend bis zur südöstlichen Verbreitungsgrenze, die etwa von Lindau über Augsburg, Eichstätt nach Regensburg verläuft.

Oberer Keuper (Rhät), ko

Mit dem Oberen Keuper kehren marine Verhältnisse nach Nordbayern zurück – ein unruhiger Zeitabschnitt mit wechselnden Vorstößen (Rhättransgression) und Rückzügen des Meeres. Auf trockengefallenen Schwellen, insbesondere im südlichen Franken, erfolgte Abtragung, in herausmodellierten Mulden Sand- und Tonsedimentation. So findet man neben horizontalgeschichteten Lagen Rinnenbildungen, z. T. mit Schrägschichtung und Umlagerung. Einzelne Gesteinslagen (Grünsandstein), Muschelabdrücke und Bonebeds mit Fischresten bezeugen marinen Einfluß (BERGER 1981). Örtlich eingeschaltete kohlige Bildungen und fossile Pflanzenreste deuten Landnähe an. Die im S sehr wechselhafte Schichtfolge von Sandsteinen und grauen sowie rötlichen Tonsteinen weist auf unstetige Sedimentationsbedingungen hin. Es gibt auch Schichtlücken. Beckenwärts nahm die Tonsteinbildung zu, sandige Ablagerungen treten in der bis 45 m mächtigen Serie zurück (BERGER 1981). Im nördlichen Franken (Coburg, Lichtenfels) werden solche Tonsteine abgebaut und in der Keramikindustrie genutzt.

Im nördlichen Franken kann der Obere Keuper lokal durch Unteren und Oberen **Rhätssandstein** in Unteren, Mittleren und Oberen **Rhättonstein** gegliedert werden. Gegen den hangenden Jura, der mit dem teils sandig-tonigen Lias einsetzte, sind die Rhätbildungen feldmethodisch oftmals nicht eindeutig abzugrenzen (vgl. BLOOS 1981, WEINIG 1984 b), so daß für diese Bereiche die Sedimente als Rhät/Lias-Übergangsschichten zusammengefaßt werden müssen. Tonmineralogisch können die Grenzen zum liegenden Feuerletten und zum hangenden Lias als Übergang von kaolinitischen zu illitischen Tonen gezogen werden (DOBNER 1984). Die bekannte oberfränkische „Rhätolias-Flora“ bezeugt feuchtwarm-tropische, limnoterrestische Verhältnisse (RUTTE 1981).

Literatur: Ausführliche Beschreibungen triassischer Ablagerungen Bayerns gaben SCHUSTER (1928), CRAMER (1964 b), EMMERT (1964), RUTTE (1981), SCHWARZMEIER (1981 a), EMMERT (1981 b), BERGER (1981). Auch sei auf die Sammlung Geologischer Führer Band 50 (SCHRÖDER 1978) und Band 74 (RUTTE & WILCZEWSKI 1995) verwiesen. Aktuelle Forschungsergebnisse stellt der Schöntaler Muschelkalksymposiumsband, herausgegeben von HAGDORN & SEILACHER (1993), dar. Eine kommentierte Bibliographie des Muschelkalks veröffentlichte VOSSMERBÄUMER (1972/74), eine ausgewählte Bibliographie von Buntsandstein und Keuper erschien von MADER (1992). Das überwiegend triassische Deckgebirge Unter- und Oberfrankens ist in 7 geologisch-hydrogeologischen Profilschnitten im Fachbeitrag Hydrogeologie des Wasserwirtschaftlichen Rahmenplans Main, herausgegeben vom BAYERISCHEN GEOLOGISCHEN LANDESAMT (1993: Abb. 5–11), dargestellt.

3.3 Jura

ROLF K. F. MEYER & HERMANN SCHMIDT-KALER

Die Gesteine der Jura-Formation bauen die das Schichtstufenland Nordbayerns krönende Frankenalb als Fortsetzung der Schwäbischen Alb auf. Ihre steile Stirn bildet den nach N und W gerichteten Albtrauf, an den sich die langsam nach S absinkende Albhochfläche anschließt. Südlich der Donau taucht der Jura unter die Kreide- und Tertiär-Ablagerungen ab und ist nur durch Tiefbohrungen bekannt. Am Alpenrand bei Miesbach liegt die Jura-Oberkante schon 5 000 m u. NN (*s. Beil. 5*).

Der Fränkische Jura besteht aus versteinungsreichen ehemaligen Flachmeer-Ablagerungen, die nach ihrer vorherrschenden Farbe in Lias (Schwarzer Jura), Dogger (Brauner Jura) und Malm (Weißer Jura) gegliedert werden. QUENSTEDT (1858) hat jede dieser drei Abteilungen in je sechs mit den griechischen Buchstaben Alpha bis Zeta bezeichnete Stufen unterteilt. Die zusätzlich verwendete internationale Gliederung basiert auf der weltweiten Verbreitung charakteristischer Leitammoniten.

3.3.1 Lias, 1

Zu Beginn der Jura-Zeit stieß ein flaches Meer aus NW durch die Hessische Meeresstraße nach SE über das flachwellige, von Seen mit üppiger, fast tropischer Ufervegetation (Schachtelhalme, Farne, Nadelhölzer, Gingkobäume usw.) bedeckte Vindelizische Land vor. Die *Abbildungen 3.3-1* und *3.3-2* zeigen die Überflutung des sinkenden Festlandes von NW nach SE im Laufe der Lias-Zeit und die Mächtigkeitsabnahme der Ablagerungen zur Küste hin (insbesondere im Lias Delta).

Die sich im Meeresbecken räumlich und zeitlich ändernden Faktoren (Wassertiefe, Durchlüftung, Salzgehalt, Meeresströmung, Klima, Abstand zur Küste und Absenkung des Meeresbodens) bestimmten die verschiedene Ausbildung (Fazies) und Mächtigkeit der entstehenden Gesteine. Im Beckeninneren dominieren graue, schiefrige Tone und Mergel. Nur im tiefen Lias lieferte das Vindelizische Land ähnlich wie im Rhät sandige Einschüttungen, z. T. in Form von Flußdeltas (*Abb. 3.3-3*). Vor dem Grundgebirge bei Regensburg und Schwandorf reichen die geringmächtigen, küstennahen, feinsandigen, z. T. eisenoolithischen Ablagerungen bis in den höchsten Lias hinauf. Die Entwicklung im einzelnen: Der eigentliche Vorstoß des Meeres vom Nordseebecken begann schon kurz vor der Jura-Zeit in mehreren Anläufen, jeweils von Flußdelta-Schüttungen unterbrochen. In die brackischen Tonablagerungen des Feuerletten schnitt sich der Rhätsandstein in Flußrinnen ein (*Abb. 3.3-3 oben links*). Der fein- bis grobkörnige, z. T. massige Sandstein zeigt typische fluviatile schrägschichtungskörper. Nach oben geht er allmählich unter Einschaltung plattiger Feinsandsteine in den marinen Hauptton (Mittlerer Rhättonstein) über. Den Grenzbereich markiert die charakteristische Grüne Bank. Südlich von Nürnberg hört das Rhät auf. Nördlich von Forchheim folgen über dem Hauptton feine Glimmersandsteine, in die grobe Rinnen-Sandsteine eingeschnitten sind, die wahrscheinlich schon in den Lias gehören.

Mit scharfer Grenze folgt darüber im Unterlias eine erneute riesige Delta-Schüttung von der Donau nach N bis zum Obermain (*GÜMBELSCHE SANDSTEIN*). Nach W verzahnen sich diese groben, schräggeschichteten Flußsande mit feinen, ebenschichtigen, marinen Glimmersanden und Tonen (Horizont des Werksandsteins im Lias Alpha 1+2). Der Glimmersandstein setzt an der Basis mit einer charakteristischen groben Muschellage ein (*CARDINIENBANK*). Sie reicht nach S bis Erlangen. Die Sandsteine dar-

über enthalten ebenfalls einzelne Meeresmuscheln, sind durchwühlt und zeigen stellenweise Wellenrippeln und submarine Gleitung. Diese feinen Meeressande sind weit von N durch küstenparallele Strömungen nach S transportiert worden. Dagegen werden die schräggeschichteten groben Flußsandrinnen des Deltas östlich von Forchheim von pflanzenführenden Stillwassertonen durchsetzt (**Abb. 3.3-3 unten**). Im Raum Regensburg, östlich des großen Flußdeltas, wurden in einer abgeschnürten Lagune Feinsande abgelagert (**Keilberg-Sandstein**), die durch Meeresströmungen weit von N antransportiert wurden (**Abb. 3.3-4 oben rechts**).

Mit dem groben **Arietensandstein** (Lias Alpha 3) stieß dann das Jura-Meer weit nach SE vor und überflutete den gesamten Bereich des ehemaligen Flußdeltas. Aufgearbeitete Feinsandsteingerölle des Liegenden, vollkommen gerundete Quarzgerölle, Muscheln und Ammonitenfunde (bis an die Küste bei Regensburg) sowie die kräftige kalkige Zementierung weisen ihn eindeutig als vollmarines Sediment aus.

Anschließend sank der Meeresboden rasch ab, die Sandschüttungen hörten auf, es wurden dunkle Tone und Mergel abgelagert, die von weit her als Trübeströme antransportiert wurden. Fossilien sind in diesen unteren Lias-Tonen selten. Dagegen enthalten die nun folgenden helleren Mergel und Kalkbänke des Lias Gamma (**Numismalischichten**) häufiger Ammoniten, Belemniten, Muscheln und Seelilien, was auf ein gut durchlüftetes Flachmeer hinweist. Gegen die Küste zu nimmt die Mergel-Mächtigkeit rasch ab, die Kalkbänke folgen dicht aufeinander und sind z. T. dolomitisiert. Östlich der Alb, bei Schwandorf, werden die geringmächtigen Lias Gamma-Schichten durch sehr grobe Kalksandsteine vertreten, die direkt aus den Grobsandsteinen des Lias Alpha hervorgehen unter Ausfall der Lias Beta-Tone. Nach oben folgen violette, oolithische Echinodermen-Schuttkalke (**Abb. 3.3-4**).

Mit dem bis über 50 m mächtigen **Amaltheenton** (Lias Delta) wurde nun tonige Trübe in das sich zunehmend absenkende, stille Meeresbecken geliefert. Fossilien wie die berühmten weißschaligen Amaltheen findet man nur in Toneisenstein- und Kalkgeoden-Lagen, dort aber gehäuft. Die Obergrenze wird durch die Röckinger Bank bzw. die Bollernbank markiert, eine Aufarbeitungslage mit zahlreichen Belemniten und Ammoniten. Bohrmuscheln haben die Knollen angebohrt und weisen damit ebenfalls auf Meeresverflachung und Bewegtwasser hin. Die Mächtigkeit des Amaltheentons nimmt von 50 m im NW kontinuierlich nach E und SE ab. Im Raum Regensburg-Bodenwöhr wird der Lias Delta durch geringmächtige fossilreiche Roteisenerze ersetzt.

Darüber setzt mit dem berühmten **Posidonienschiefer** (Lias Epsilon) eine bituminöse Stillwasserfazies ein („Ölschiefer“). Sie wird nur gelegentlich von charakteristischen Schillbänken durchsetzt, die durch verschiedenen Fauneninhalt geprägt sind. So besteht z. B. die **Monotisbank** nur aus den zusammengeschwemmten linken Klappen der Muschel „*Pseudomonotis substriata*“, andere wiederum, wie z. B. die bekannte **Dactylocerasbank** von Schlaifhausen und Altdorf nur aus Ammonitengehäusen. Diese Bänke weisen darauf hin, daß wir uns hier auf küstennahen Schwellen befinden und die Ölschiefer abgenommen haben. Ganz an der Küste bei Bodenwöhr vertritt nur noch eine sandige Kalkbank mit Ammoniten (*Catacoeloceras crassum*) den gesamten Lias Epsilon; darunter folgen unter Ausfall von Lias Delta sogleich die Lias Gamma-Kalke und der Arietensandstein (**Abb. 3.3-6**).

Den Abschluß des Lias bilden die fossilreichen **Jurensismergel** (Lias Zeta). Mit ihnen erreicht das Lias-Meer seine größte Ausdehnung. Ohne scharfe Grenze gehen die Jurensismergel in den Opalinuston des Dogger Alpha über.

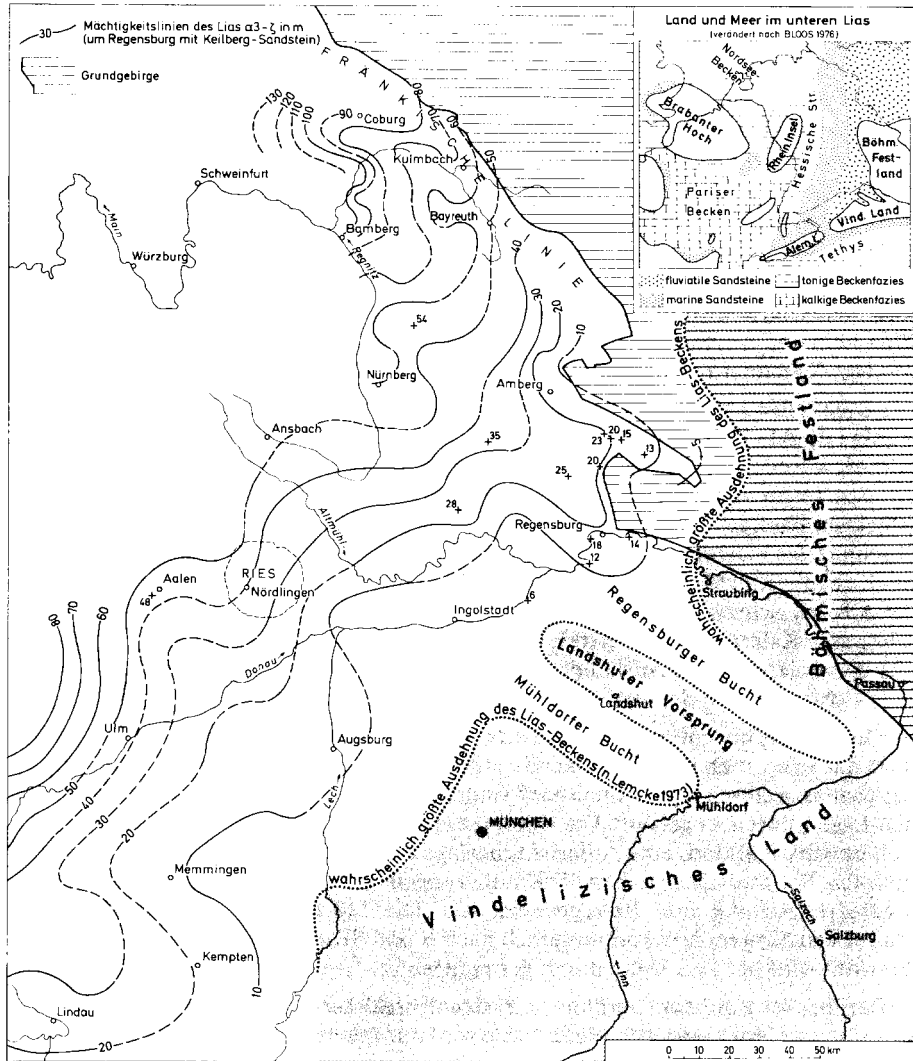
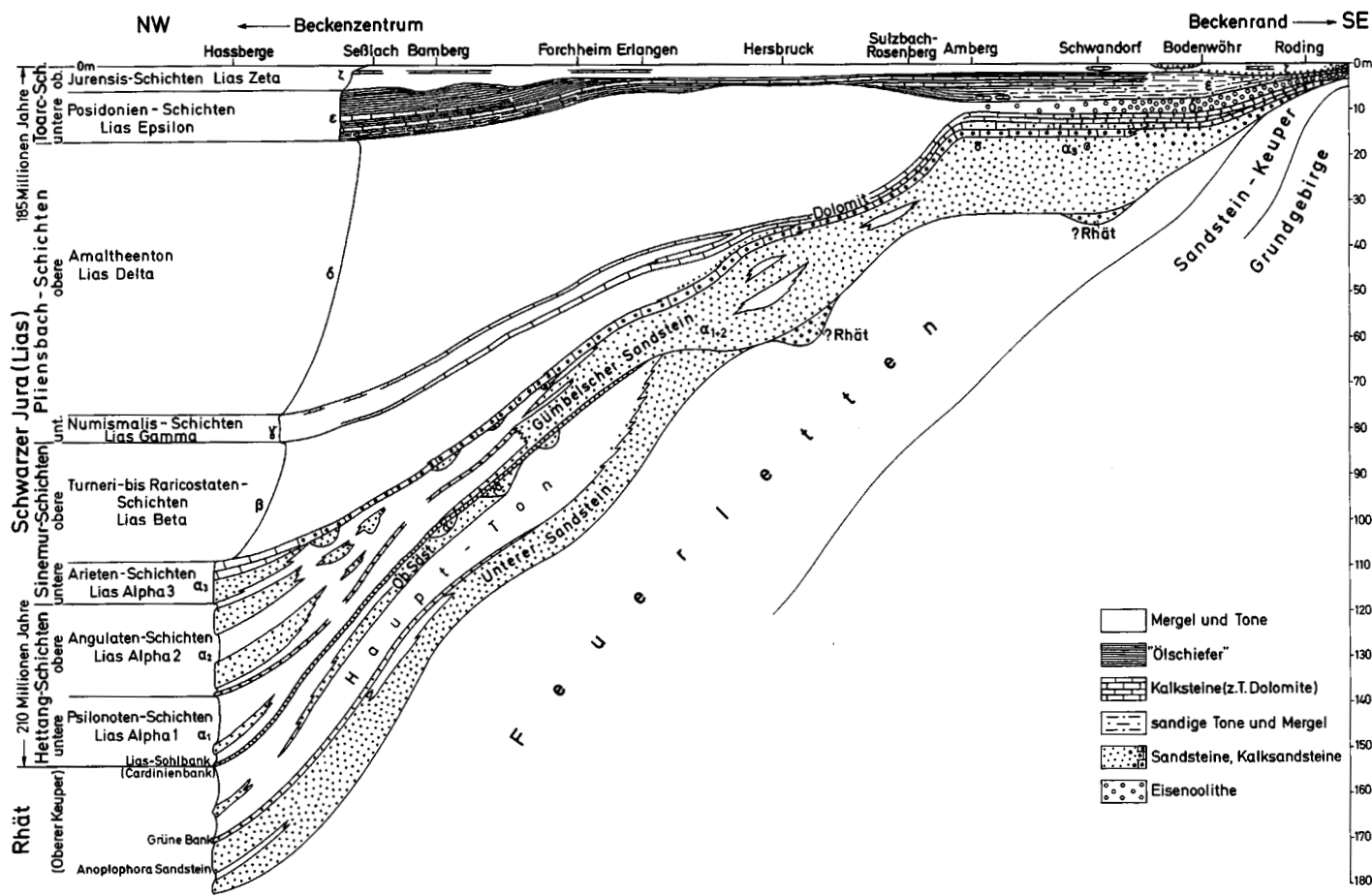
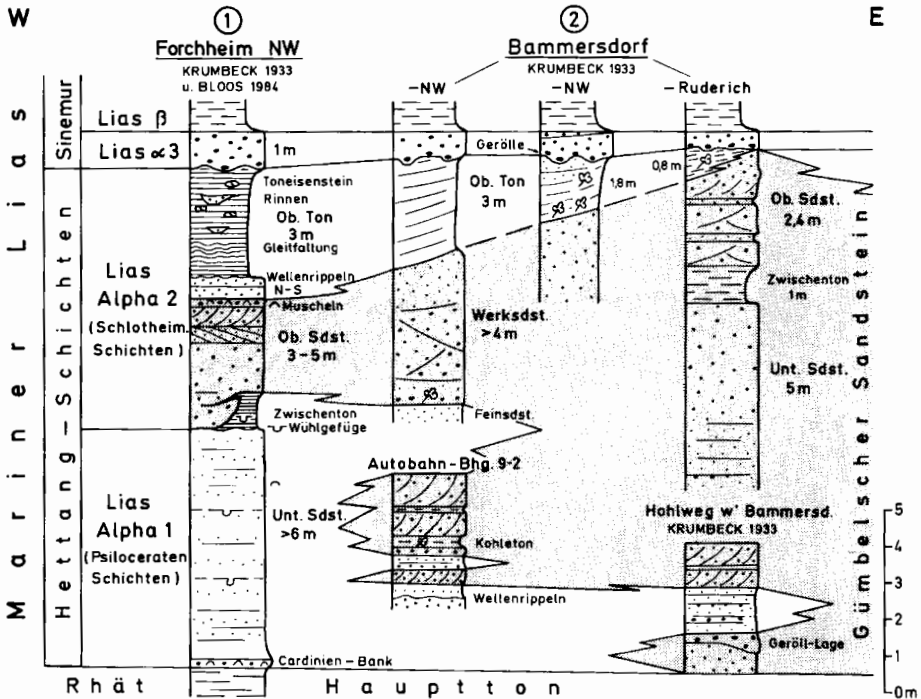
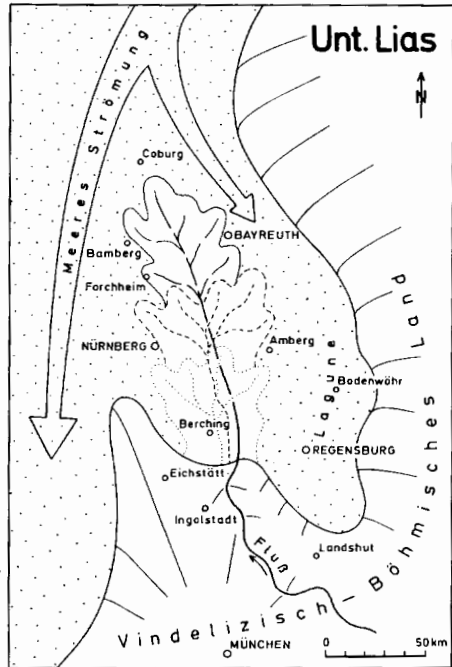
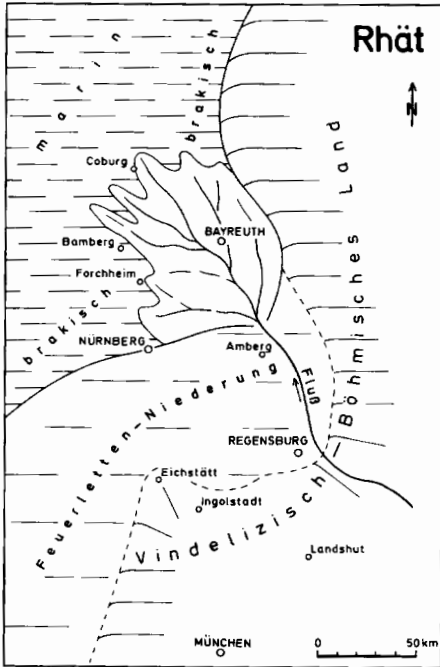


Abb. 3.3-1 Mächtigkeitsabnahme der Lias-Sedimente (Alpha 3 bis Zeta) zur vermuteten Küste hin.

Abb. 3.3-2 Fazieschnitt des Lias vom Becken im NW zum Rand im SE. Dem vielfältigen Fazieswechsel zwischen fluviatilen Sandsteinen und marinen Tonen mit Meeressanden im tiefen Lias folgen nach der weiten Alpha-3-Transgression die ruhigeren mergeligen Schelfmeer-Ablagerungen. Im Lias Epsilon führte die zeitweise Abschnürung des gesamten Meeresbeckens zu Übersalzung und Coccolithen/Dinoflagellaten-Blüten und damit zu den feinschichtigen, fossilreichen Ölschiefern. ▷



Jura



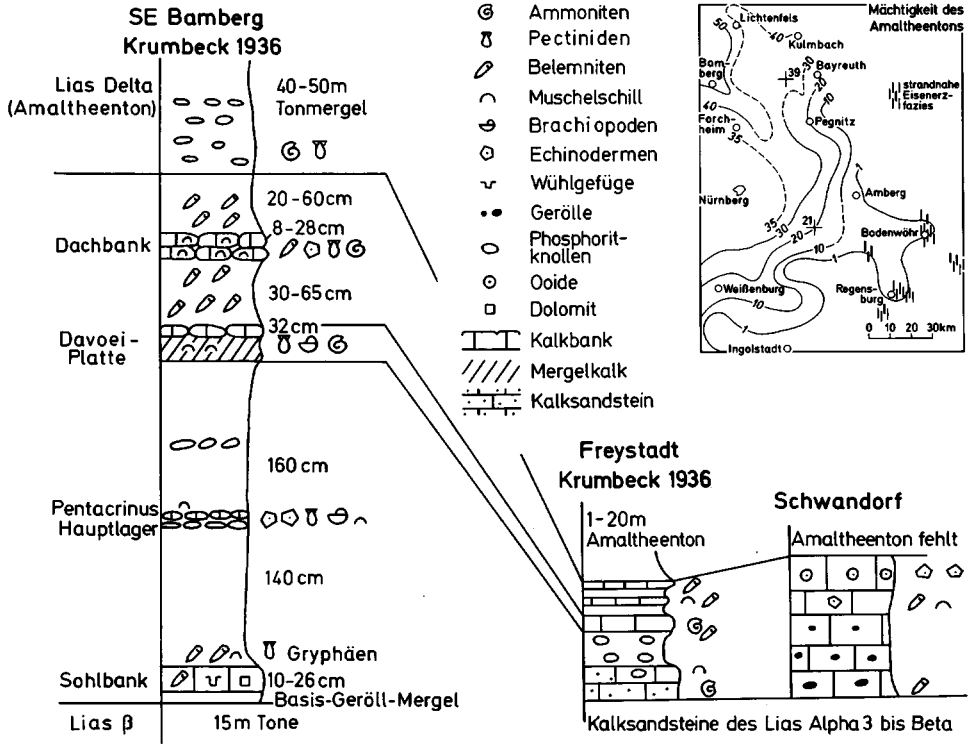
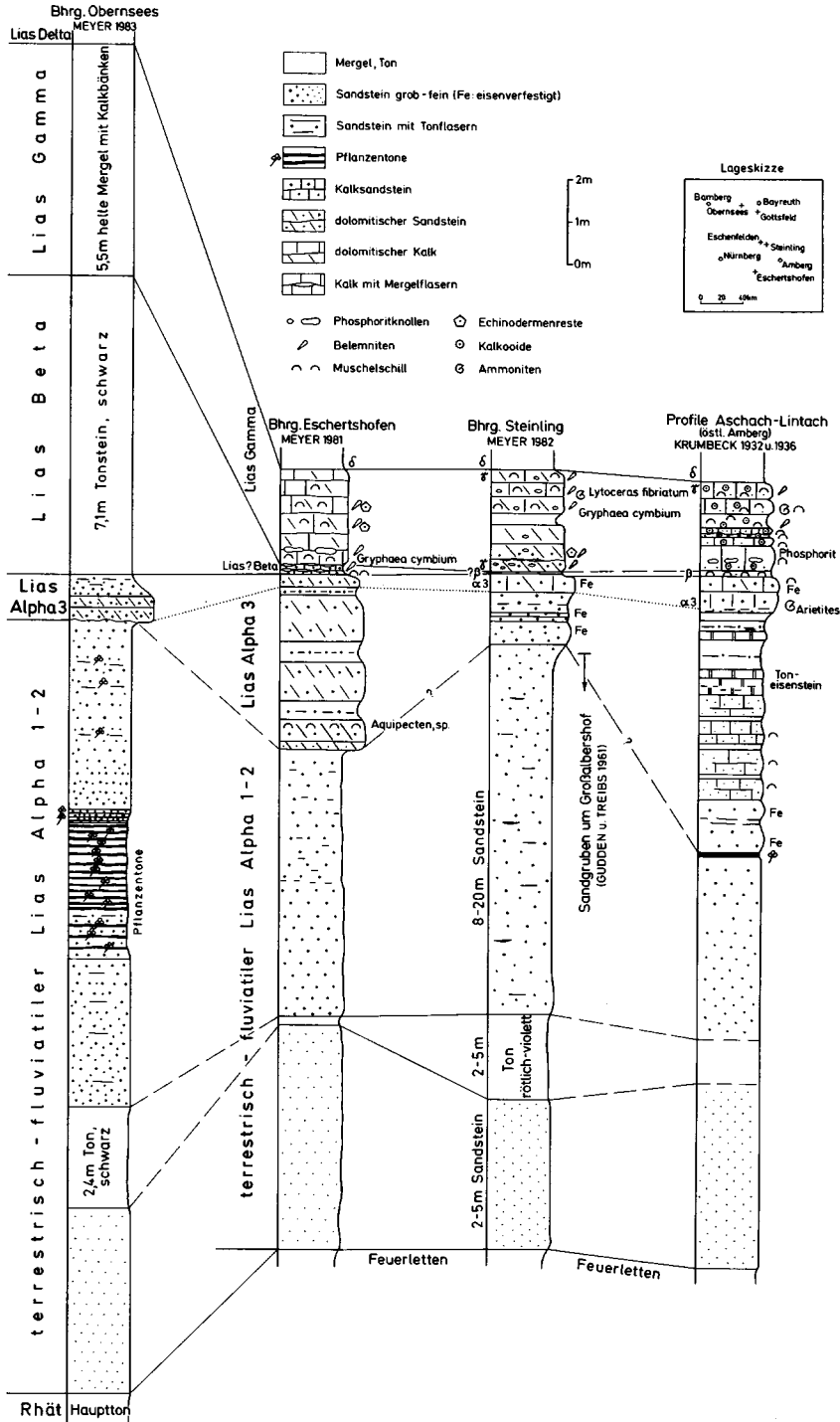


Abb. 3.3-4 Profile durch den Lias Gamma von der mächtigen Beckenfazies im NW zur geringmächtigen kalkigen Randfazies im SE.
Rechts oben: Mächtigkeit des Amaltheentons.

△ Abb. 3.3-3 Flußdeltas im Rhät und unteren Lias mit Faziesprofilen.
Oben: Große Flußdeltas schieben sich im Rhät und unteren Lias ins Meer vor.
Unten: Faziesprofile zeigen, wie sich die Grobsande des liassischen Flußdeltas (Raster) mit feinen Meeressanden im W verzahnen (aus MEYER & SCHMIDT-KALER 1992).



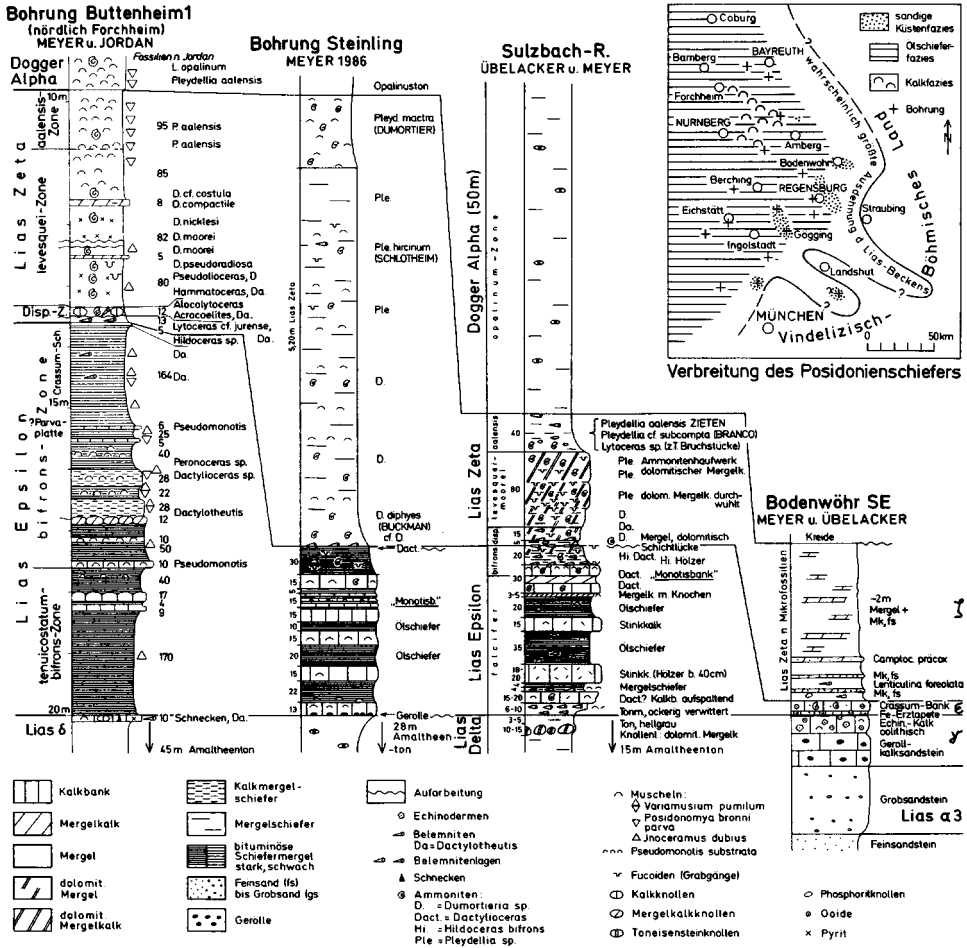


Abb. 3.3-6 Faziesänderung und Mächtigkeitsabnahme im Oberen Lias (Epsilon + Zeta) vom Becken bei Bamberg zur Küste bei Sulzbach-Rosenberg und Bodenwöhr. Rechts oben: Paläogeographisches Kärtchen der Ausbildung des Lias Epsilon mit Ölschiefer-Fazies, kalkiger Schwellenfazies und sandiger Küstenfazies.

△ Abb. 3.3-5 Faziesänderung und Mächtigkeitsabnahme im tiefen Lias vom Becken bei Bayreuth zur Küste bei Amberg (aus MEYER 1985).

3.3.2 Dogger, b

Im unteren Dogger setzten sich die Bildungsbedingungen der Lias-Zeit zunächst fort. In einem ständig absinkenden Stillwasserbecken wurden bis 100 m mächtige, pyritreiche, organismenarme Tone (**Opalinuston** = Dogger Alpha) abgesetzt (Abb. 3.3-7).

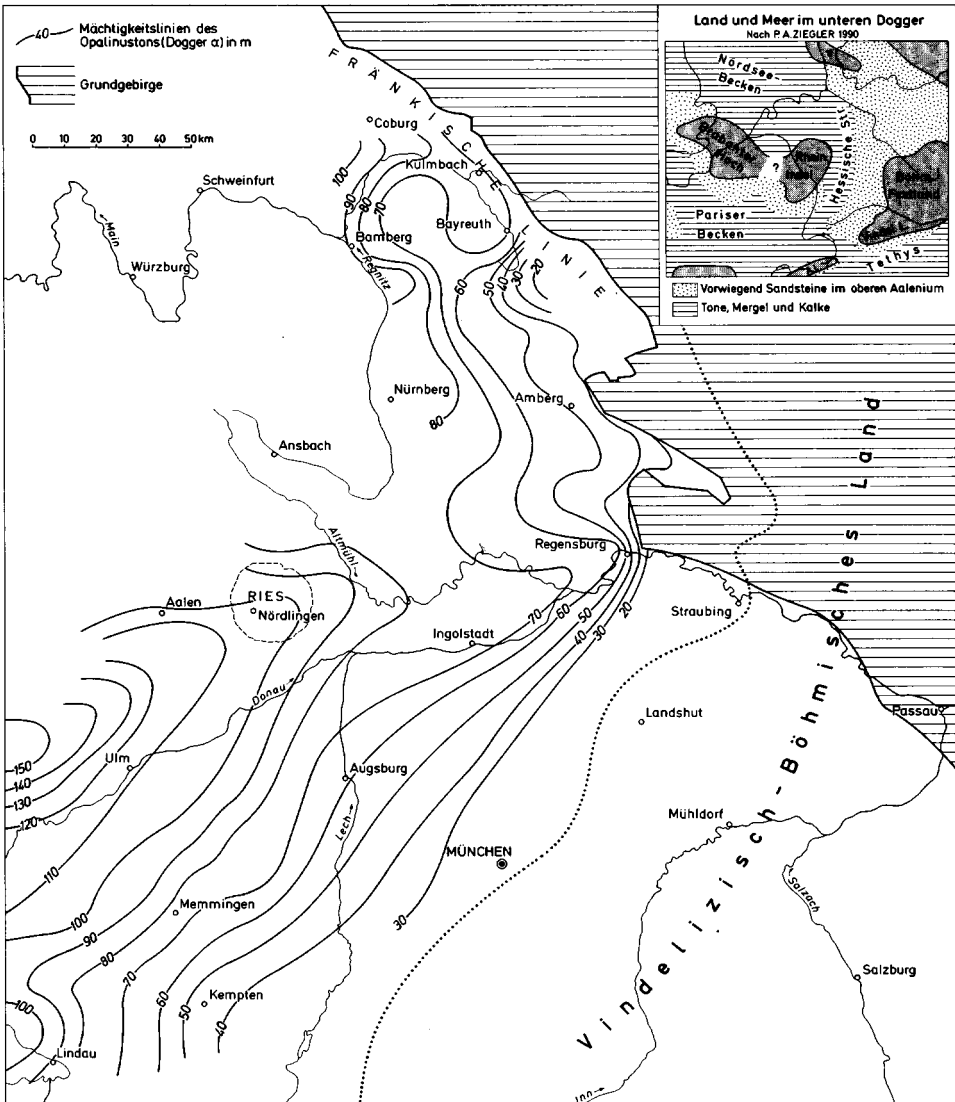


Abb. 3.3-7 Mächtigkeit des Opalinustons (Dogger Alpha) und seine vermutliche Südostgrenze gegen das Vindelizische Land.

Erst mit dem folgenden **Eisensandstein** (Dogger Beta) setzen die typischen, braunen, eisenreichen Sandsteine ein. Die feinen, gut geschichteten Meeressandsteine sind besonders im W (z. B. im Forchheimer Raum) durch zahlreiche, häufig Muscheln führende Kalksandsteinbänke gegliedert. Außerdem schieben sich immer wieder tonige Zwischenlagen ein, so daß die reinen Werksandsteine eng begrenzt sind. Die sonst typischen Eisenerzflöze sind stark reduziert. In den z. T. roten Kalksandsteinbänken treten aber gelegentlich Eisenooide auf. Diese gut gegliederte Abfolge mit Muschelbänken, starken Durchwühlungen, Wellenrippeln und Ammoniten ist vollmarin und küstenferner.

Dagegen sind die massigen, weniger gut gegliederten Sandsteine im E (z. B. bei Pegnitz und Vorrä) durch mächtige Eisenerzflöze charakterisiert. Tonsteinhorizonte treten zurück, Kalksandsteinlagen fehlen, Muschellagen sind sehr selten. Die an der nahen Küste gebildeten Eisenooide sind in Rinnen am Meeresboden zusammengespielt. Der feine glimmerreiche Sand des Eisensandsteins ist dagegen wiederum von N mit Meeresströmungen weit antransportiert worden. Bei Forchheim schließt der Eisensandstein mit der charakteristischen Austernbank ab. Im E um Pegnitz fehlt diese Bank, der sogenannte Trennsand beschließt hier den Eisensandstein. Darunter liegt der knallrote **Troschenreuther Bolus**, eine früher sehr begehrte eisenreiche Farberde. Mit dem **Disciteston-Horizont** beginnt faunistisch eigentlich schon der Dogger Gamma; im W ist er tonig entwickelt, dagegen bei Pegnitz weitgehend versandet und schließt so in seiner Ausbildung an den Eisensandstein an.

Die Mächtigkeit des Eisensandsteins schwankt sehr stark. Ein geringmächtiger Schwellenbereich (30–40 m) zieht unter der Nordalb nach S bis in den Beilngrieser Raum. Um diesen Schwellenbereich herum werden Mächtigkeiten bis 100 m erreicht, insbesondere südlich Auerbach bis Kallmünz.

Erst mit der **Sowerbyi-Geröllbank** beginnt die typische fossilreiche und oolithische Mergelkalkfazies des höheren Dogger; die starken Sandschüttungen hören nun auf. Im Gegensatz zum mächtigen Opalinuston wurden im vorwiegend flachen, z. T. bewegten Wasser nur wenige Meter Mergel abgelagert. Während sie im unteren Teil noch durch einige Oolithkalkbänke gegliedert werden, die im bewegten Flachwasser entstanden sind, tritt im höheren Teil die reine Stillwasserfazies der dunklen pyritischen Mergel auf, die man allgemein als **Ornatenton** bezeichnet. Im W der Alb gehören sie aber aufgrund der pyritischen Ammoniten („Goldschnecken“) noch in den Dogger Epsilon (**Macrocephalenschichten**: Epsilon 3), im E dagegen sind es die typischen, glaukonitischen und mächtigen Dogger Zeta-Mergel. Mit dem obersten Dogger begann eine weltweite Meeresüberflutung, die auch das Vindelizische Land im S überspülte und die direkte Verbindung zum Mittelmeer (Tethys) hergestellt hat.

Südöstlich der Fränkischen Alb sind am Donau-Randbruch zwischen Regensburg und Passau einzelne Jura-Schollen emporgeschleppt. Sie zeigen die vielfältige Entwicklung des Oberen Dogger, der hier in Küstennähe vor allem durch mächtige Echinodermen-Schuttkalke geprägt wird, in die sich Sandschüttungen vom Böhmischem Festland einschalten (**Abb. 3.3-9 oben**). Noch mächtiger werden Oolithkalke, Echinodermen-Schuttkalke und Kalksandsteine unter dem Molassebecken, wo sie durch Bohrungen im ganzen südstbayerischen Raum nachgewiesen sind (**Abb. 3.3-9 unten**). Dadurch ist die alte Vorstellung von einer Regensburger Meeresstraße zwischen Böhmischem und Vindelizischem Land hinfällig. Letzteres wurde im Oberen Dogger bereits vollkommen überflutet und die weltweite Malm-Transgression vorbereitet.

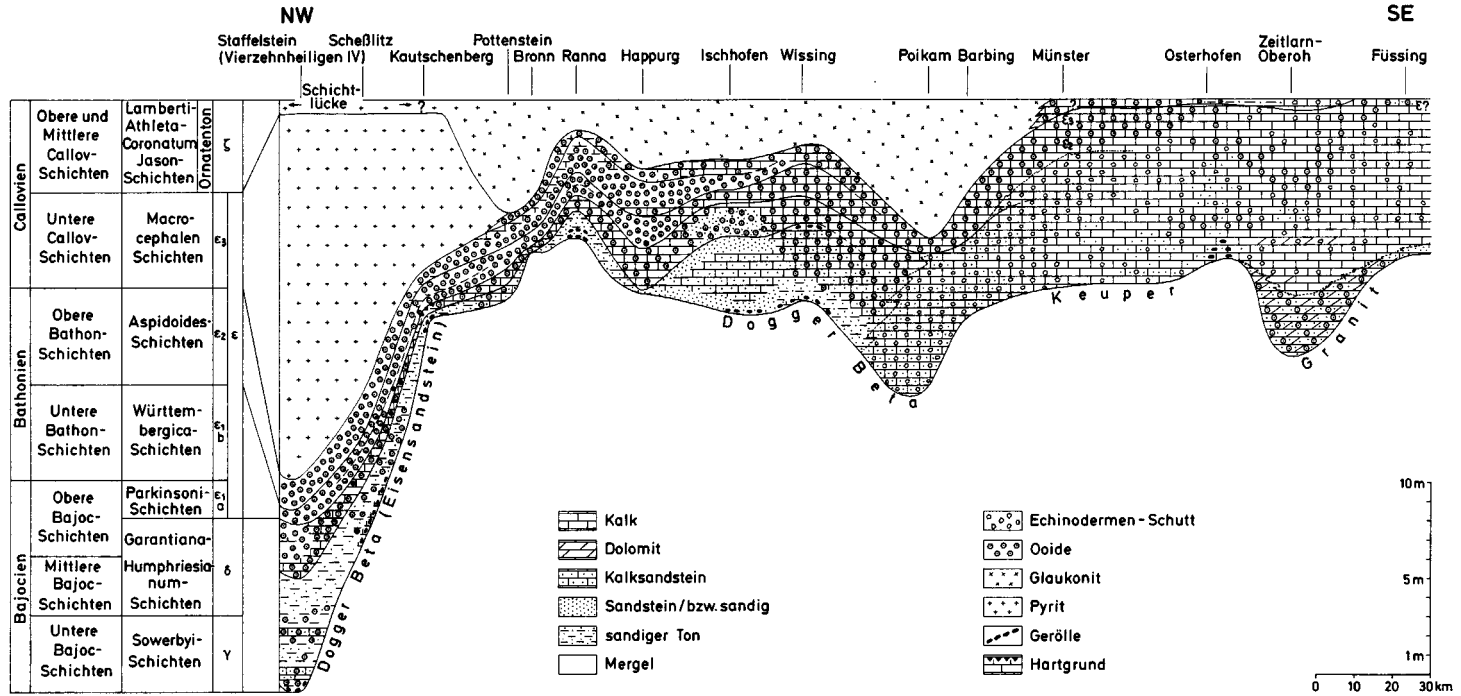
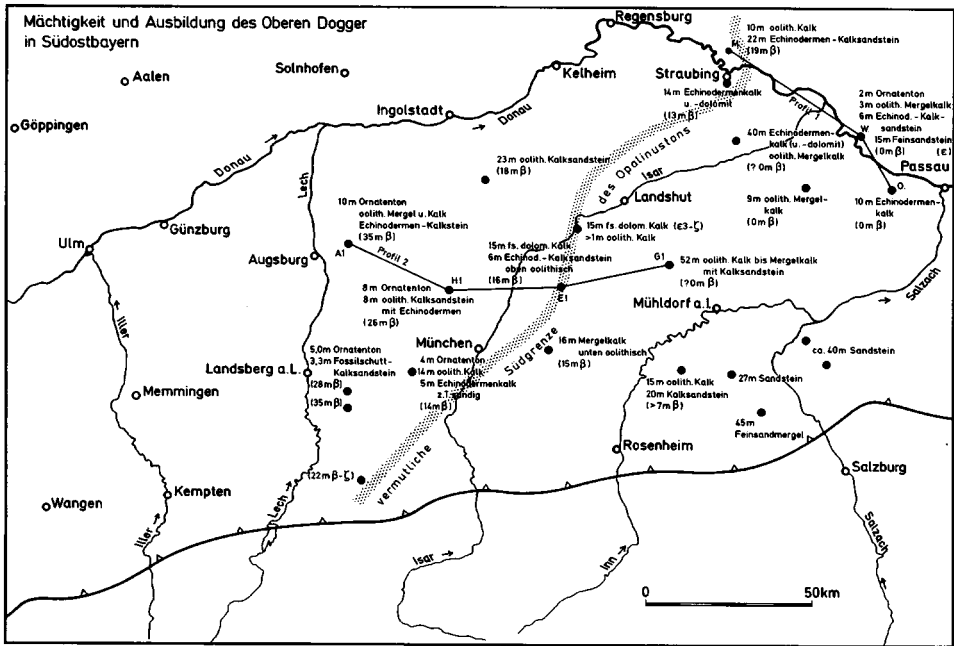


Abb. 3.3-8 Text siehe Seite 101.

△ Abb. 3.3-8 Fazieschema des Oberen Dogger vom Küstenbereich im SE ins Becken im NW (verändert nach MUNK 1981).
 Der Profilschnitt verläuft quer zu den Faziesgürteln vom sandig-kalkigen Küstenbereich bei Passau im SE bis zu den mächtigen mergeligen Beckenprofilen am Nordwestrand der Alb bei Stafelstein (? 30 m). Die Mächtigkeitszunahme erfasst dabei nicht alle Schichtglieder gleichmäßig. Der tiefere Profilschnitt scheint am Rand sogar stärker entwickelt zu sein. Hier bildeten sich Echinodermen-Schuttkalke bzw. -dolomite. Sie reichen bis in das Gebiet von Straubing und dürften den Zeitraum Dogger Gamma bis Epsilon vertreten. Ihre bisher ermittelte nordwestliche Verbreitung endet zwischen Bad Gögging und Barbing etwa an der Donau, umfaßt dort aber nur den Dogger Gamma bis Delta. Im eigentlichen Becken nordwestlich davon beginnt der Dogger Gamma als Folge einer kurzen Regression mit einem Geröllhorizont, dem „Sowerby-Konglomerat“, an das sich eine Wechselfolge meist oolithischer Kalksandsteine und sandiger Tone mit weiteren Geröll-Lagen anschließt. Im Dogger Delta dominieren hier oolithische, fossilreiche Kalke und Mergelkalke mit dünnen Mergelzwischenlagen; Hartgründe entstanden besonders im N durch Sedimentationspausen (Gerölle). Im Dogger Epsilon trennt eine SW-NE-verlaufende Faziesgrenze (Nürnberg - Auerbach) oolithische Mergel im NW von oolithischen Kalken im S, wobei sich die Grenze im Laufe des Dogger Epsilon weiter nach S verschiebt. Mit Beginn des Callovien (Dogger Epsilon 3) schwenkt die Faziesgrenze in N-S-Richtung (Sachsendorf - Gräfenberg) und trennt nun eine Stillwasserfazies (ooidfreie, pyritische Mergel = „Goldschneckentone“) am Nordwestrand der Alb von der Bewegwasserfazies (oolithische Mergel und Kalke) im E. Im höheren Callovien (Ornatenton = Dogger Zeta) bleiben die Faziesmuster weitgehend bestehen; es fehlen nun aber die Brauneisenoide in den glaukonitischen Mergeln im E. Die pyritischen Mergel im W sind auffallenderweise gerade hier nur lückenhaft in geringer Mächtigkeit nachweisbar. Oberstes Obercallovien ist ebenso wie tiefes Oxford nur an wenigen Stellen bekannt (MUNK 1978).



Die Skizze zur Abbildung 3.3-9 zeigt den Vorstoß des Meeres nach SE, jenseits der Grenze des Opalinustons, auf das Vindelizische Land und die Lage der Profillinien 1 und 2. Schon der Eisen-sandstein des Dogger Beta reicht etwas weiter nach E. Mit den typischen Eisenoolith-Kalken stieß das Meer des Oberen Dogger fast bis an die Salzach vor. Dort wurden vorwiegend Sande abgelagert, die sich schlecht einstuften lassen. Nur der höchste Teil direkt unter dem Malm besteht aus marinen Dolomiten und beweist damit die völlige Überflutung des Vindelizischen Landes.

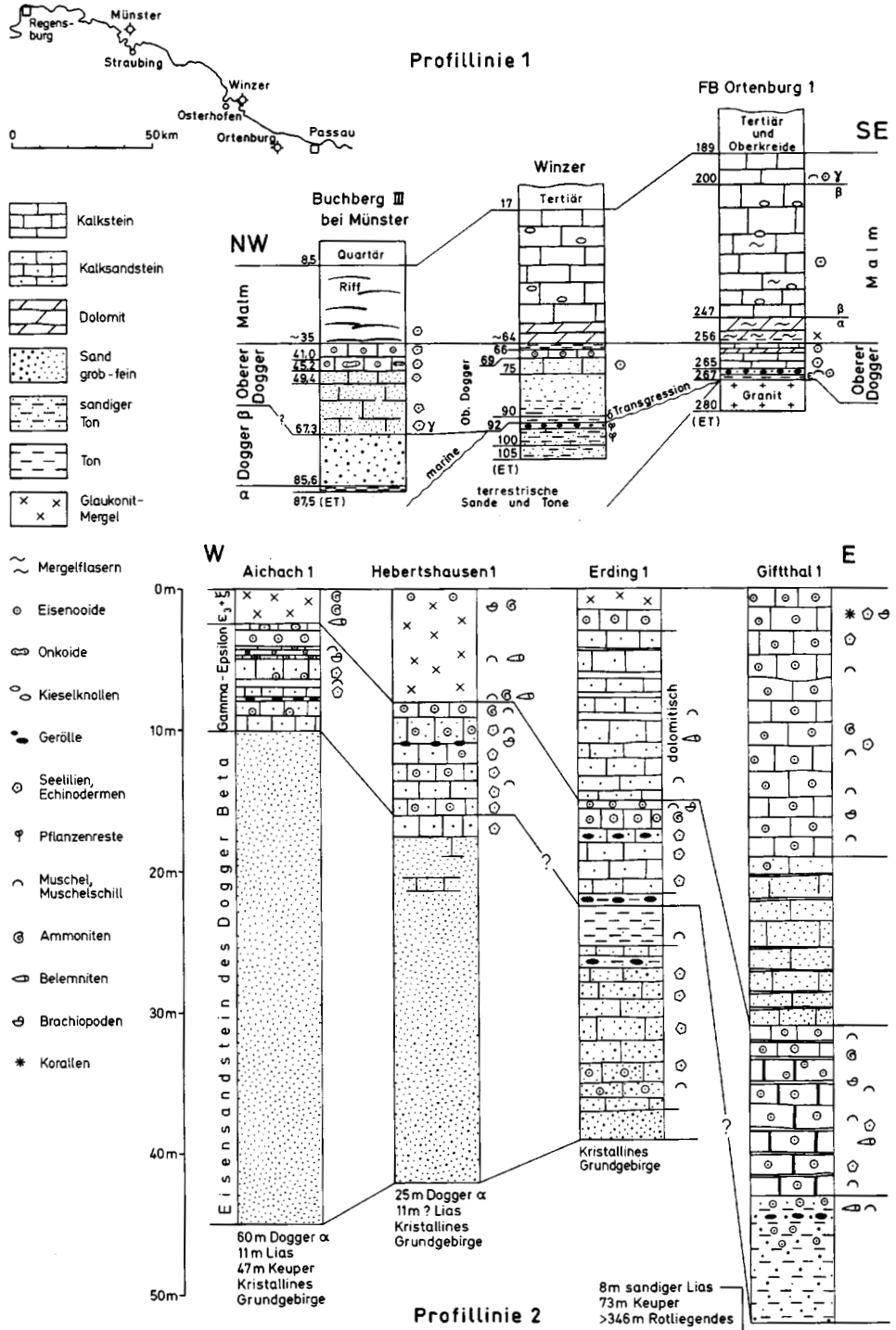


Abb. 3.3-9 Text siehe Seite 103.

△ Abb. 3.3-9 Oben: Fortschreiten der Meeresüberflutung (Transgression) im Laufe des Dogger im Küstenbereich zwischen Regensburg und Passau.
 Während im NW bei Straubing noch die gesamte Dogger-Abfolge vorhanden ist, transgrediert bei Winzer der 28 m mächtige, z. T. sandige Obere Dogger (an der Basis Dinoflagellaten des Mittel-Bajoc) auf terrestrische Pflanzentone des ? Lias, bei Ortenburg der auf 10m reduzierte Echinodermen-Schuttkalk des Dogger Epsilon/Zeta (nach Dinoflagellaten) direkt auf Granit (aus MEYER & SCHMIDT-KALER 1987).
 Unten: Profilfolge des Oberen Dogger unter der Molassesenke zwischen Augsburg und Mühl-dorf.
 Sie zeigt, wie der geringmächtige Obere Dogger in fränkischer Fazies von Aichach nach E vor dem Landshut - Neuöttinger Hoch (Giftthal) auf das Fünffache zunimmt. Dies geschieht vor allem durch die zunehmende Einschaltung von Kalksandsteinen und oolithischen Kalken, insbesondere im Ornatenton. In Erding wird der küstennahe Dogger Beta durch Kalksandsteine ersetzt, die z. T. Echinodermen und vereinzelt Ooide enthalten; er ist daher nur schwer von den sandigen Echinodermen-Schuttkalken des Oberen Dogger abzutrennen. Allgemein ändern sich Fazies und Mächtigkeit des Oberen Dogger in Küstennähe sehr stark. Er kann wegen Ammoniten-mangels oft nur schwer biostratigraphisch gegliedert werden.

3.3.3 Malm, w

Im Oberen Jura wurde das Vindelizische Land vollkommen überflutet und damit das flachere fränkische Schelfmeer direkt mit dem tieferen alpinen Mittelmeer, der Tethys, verbunden (Abb. 3.3-10). Das kalkreiche Tiefenwasser der Tethys förderte bei zunehmender Erwärmung auf dem fränkischen Schelf (trockenheißes Klima) die reichliche Bildung heller Kalke und Mergel. Der Tonanteil der Mergel stammte dabei von der Mitteldeutschen Schwelle und wurde als bodennahe Trübestrom durch die Sächsische und Hessische Meeresstraße aus Norddeutschland antransportiert. Da die auch

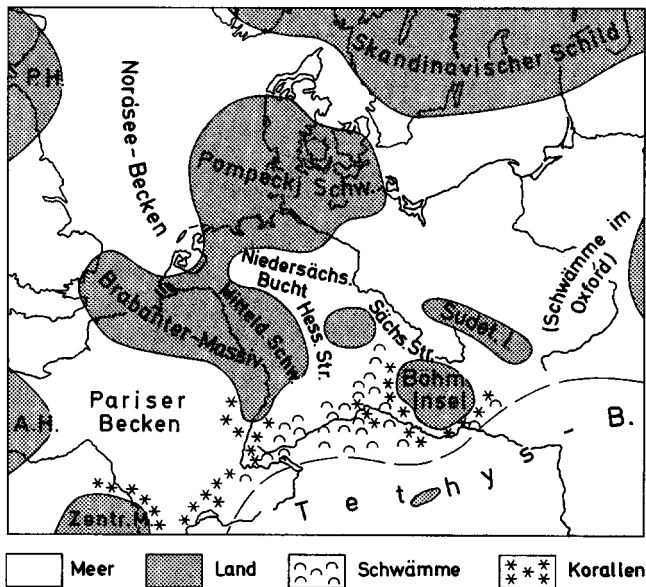


Abb. 3.3-10 Verteilung von Land und Meer im Mittleren Malm.
 Das Böhmisches Festland war bis auf geringe Reste überflutet. Im breiten warmen Schelfmeer wuchsen die Schwammriffe als Besonderheit der Erdgeschichte. Nur vor der Böhmisches Insel und im Schweizer Jura siedelten schon Korallen.

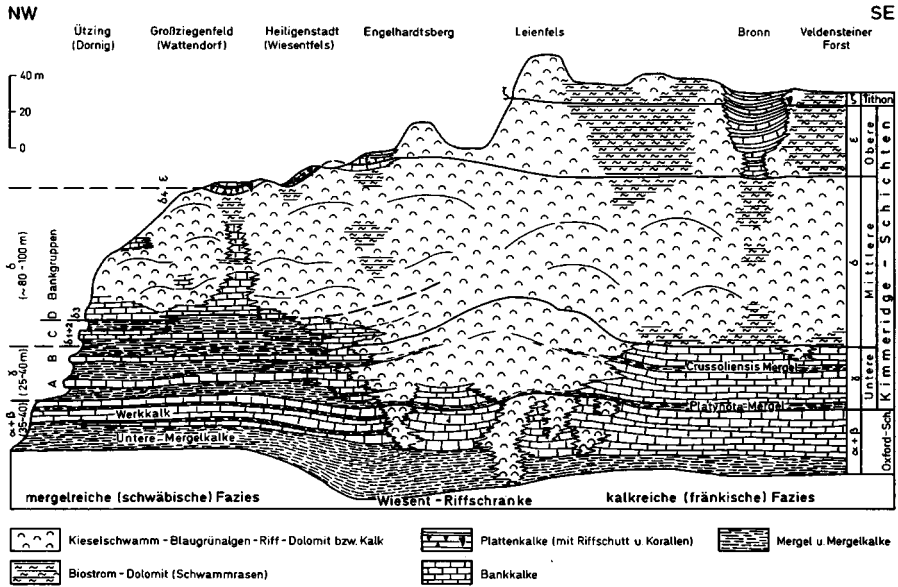


Abb. 3.3-11 Faziesschema des Malm der Nördlichen Frankenalb.

Die Wiesent-Riffschranke trennt den Meeresboden in einen mehr mergeligen Beckenteil im NW (Schwäbische Fazies) und eine Kalkplattform im SE (Fränkische Fazies). Dies wirkt sich besonders in den mergelreichen Schichten des Malm Alpha und Gamma/Unterdelta aus, wo die verstärkt von NW andriftende Tontrübe durch das Riff abgehalten wird. Ab dem höheren Malm Delta entwickelte sich im gesamten Nordalb-Raum ein ausgedehnter Schwammriff-Komplex, der aus vielen Riffkuppeln aufgebaut wird. Durch Annäherung an die Meeresoberfläche entstand an der Grenze Malm Delta/Epsilon eine ausgeglichene Riffplattform. Auf ihr bildeten sich im flachen Wasser einerseits ebene Schwammrasenbänke, andererseits in flachen Senken Plattenkalke. Im flachen, übersalzenen Meerwasser des Oberen Malm wurden die Riffkalke und angrenzenden Plattenkalke weitgehend dolomitisiert. Der höhere Malm ist der Abtragung zum Opfer gefallen.

durch Bakterien, kugelige Blaugrünalgen und z. T. Kalkflagellaten (Coccolithen) gesteuerte Kalkbildung rhythmisch erfolgte, und die Tonzufuhr nur langfristigen Schwankungen unterworfen war, entstanden charakteristische Kalk-Mergel-Wechselfolgen. Die Bankstärken bleiben dabei z. T. (besonders im Malm Beta und Delta) über Zehner von Kilometern konstant, was auf ein ruhiges, nicht zu seichtes Schelfmeer (50150 m) hindeutet.

Während in der Nördlichen Frankenalb nur maximal 200 m Malm der späteren Abtragung entgangen sind (Malm Alpha bis tiefes Zeta, Abb. 3.3-11), erreicht der Malm an der Donau bei Neuburg und weiter südlich heute noch 500–600 m (Malm Alpha bis Zeta 6, Abb. 3.3-12). Er besteht aus zwei großen Sedimentationszyklen, die jeweils mit Mergeln beginnen (Malm Alpha und Gamma) und mit Kalcken enden (Malm Beta und Zeta), wobei sich im Malm Zeta 2 (**Solnhofener Plattenkalke** = Zementmergel in Württemberg) und im Malm Zeta 3–5 weitere mergelige Partien einschalten, die lithofazielle Unterzyklen markieren. Daraus kann, grob betrachtet, auf mindestens zweimalige großräumige Verflachung des Meeres mit nachlassender Tonsedimentation geschlossen werden. Die verstärkte Tonlieferung im Malm Alpha und Malm Gamma (in der Nordalb und Schwäbischen Alb bis in den tiefen Malm Delta) wurde wahrscheinlich

durch weltweiten Meeresspiegelanstieg bei gleichzeitiger leichter Hebung der Mitteldeutschen Schwelle verursacht. Auch etwas feuchteres Klima kann mitgewirkt haben (schlammige Zuflüsse), oder es ist an eine verstärkte Tonzufuhr durch die Sächsische und Hessische Meeresstraße aus dem kühleren norddeutschen Meer zu denken. Das grüne Mineral Glaukonit – im Malm Alpha und Gamma enthalten – bildet sich vor allem in Flachmeeren beim Zusammentreffen kalter und warmer Meeresströmungen.

Die bisher betrachtete geschichtete Fazies der Bank- und Mergelkalke enthält hauptsächlich Ammoniten, die sich aufgrund ihrer raschen Formenentwicklung und weltweiten Verbreitung gut zur relativen Datierung verwenden lassen. Versteinerte Reste der übrigen Meerestiere (u. a. Wurmbauten, Brachiopoden, Muscheln, Schnecken, Seelilien, Seegurken, Schlangensterne, irreguläre Seeigel, Krebse, Ostracoden und sehr selten Haifischzähne und Saurier) treten dagegen mit Ausnahme der winzigen Foraminiferen zurück. Dies geht sicher einerseits auf die ursprünglich geringe Besiedlung des kalkschlammigen, nährstoffarmen Meeresbodens zurück. Andererseits ist auch viel durch Verwesung und Umkristallisation bei der Versteinierung zerstört worden; nur unter den besonderen Bedingungen der Plattenkalkbildung im Oberen Malm hat sich eine Vielfalt von Lebewesen erhalten (neben Ammoniten, Krebsen, Insekten, Fischen, Flugsauriern die seltenen Urvögel und als Besonderheit sogar Abdrücke von Quallen). In den ruhigen, flachen Plattenkalk-Lagunen bildeten sich im raschen Wechsel feinste Mergel- und Kalk-Lagen (Fäulen und Flinze).

Wesentlich reicher besiedelt waren dagegen die festeren Oberflächen der massigen Kieselschwammriffe. Auf den toten verkalkenden Schwämmen wuchsen dicke Mikrobenkrusten zusammen mit sessilen Foraminiferen (*Tubiphytes*, *Nubeculinella*, *Lithocodium*). An ihrer freien Unterseite konnten sich Serpeln, Bryozoen, Brachiopoden, selten Kalkschwämme und Muscheln festheften. Brachiopoden und Seelilien saßen auch auf den Schwämmen. Über das Riff krochen u. a. reguläre Seeigel, See- und Schlangensterne, Krebse und selten Schnecken.

Die Schwammriffe erhoben sich kuppelförmig maximal 50–80 m (Durchmesser bis 500 m im oberen Malm Delta) über den Meeresboden, verstärkt durch stärkere Setzung der umgebenden Schichtfazies bei der Diagenese. Heute liegen diese Schwammriffe als Massenkalke oder Riffdolomite vor und stellen eine erdgeschichtliche Besonderheit dar. Sie entwickelten sich zunächst an submarinen Schwellen des ausgedehnten Jura-Schelfmeeres:

Im Unteren Malm besetzten die Schwämme Teile der Kelheim–Landshuter Schwelle und ihrer nordwestlichen Fortsetzung über Parsberg und Kastl bis an die Wiesent. Von dort ist in südwestlicher Richtung ein zweiter Riffgürtel von der Wiesent zum Ries hin angelegt worden.

Im Malm Gamma und tiefen Malm Delta schlossen und erweiterten sich diese Riffgürtel (Beil. 3). Das Ries–Wiesent-Riff wirkte schon im Malm Alpha, besonders aber im Malm Gamma bis Delta als Schranke, das die von NW bodennah anströmende tonige Trübe zurückhielt. Es trennte damit die mergelreiche Fazies des schwäbisch-fränkischen Beckens, das in Oberschwaben direkt mit dem helvetischen Becken verbunden war, von der kalkreichen Fazies östlich davon. Durch einen E–W-gerichteten Riffast von Memmingen über München schloß sich nun im Malm Delta das Riffdreieck im S weitgehend. Es umfaßte eine Plattform, auf der die Schwämme auch locker in den dick-

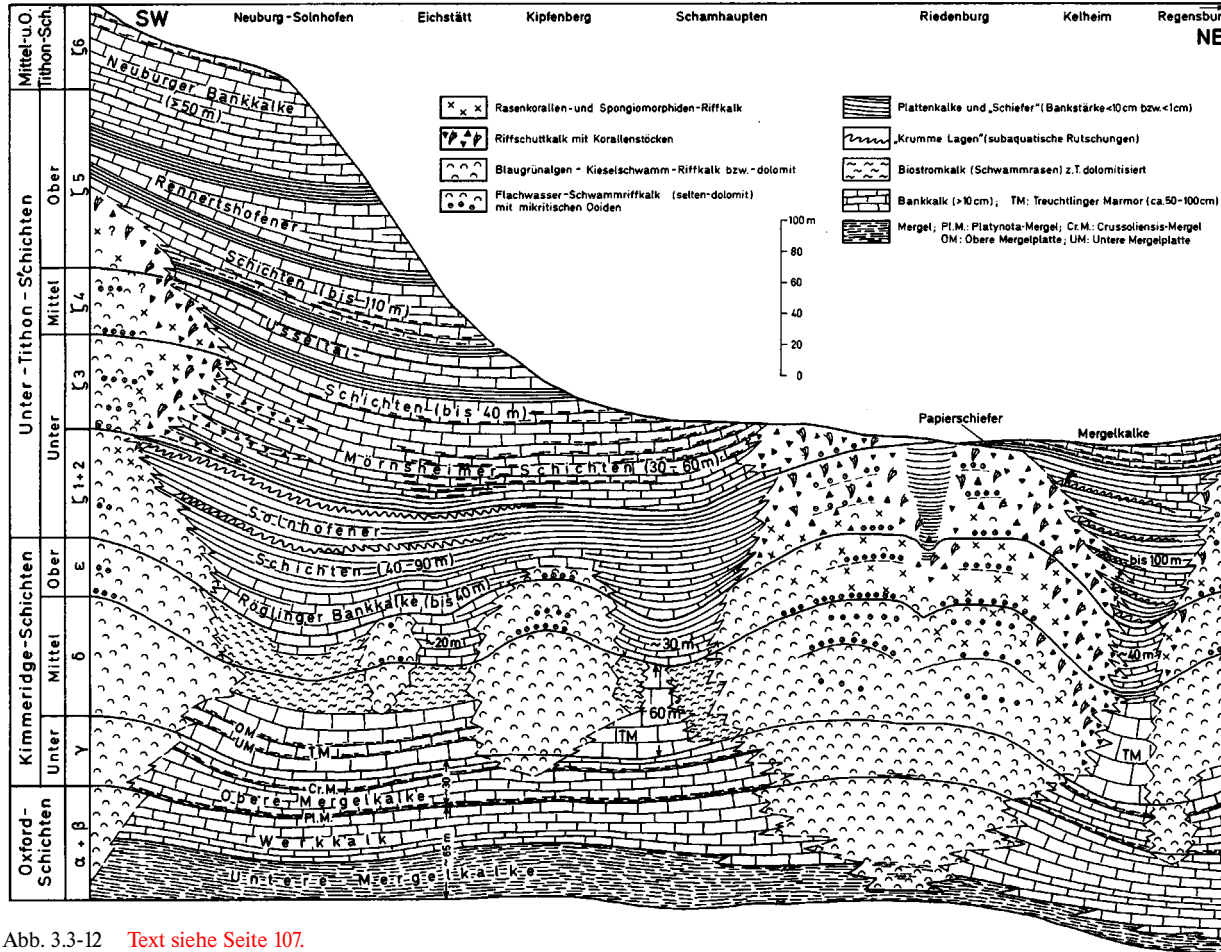


Abb. 3.3-12 Text siehe Seite 107.

- ◁ Abb. 3.3-12 Fazieschema des Malm der Südlichen Frankenalb. Im Gegensatz zur Nordalb sind hier die über 300 m mächtigen Schichten des Malm Zeta abgelagert und erhalten. Im tieferen Malm bestehen ausgedehnte Schichtkalk-Areale, die kalkige Fränkische Plattform-Fazies. Nach einer kurzfristigen Schwammrasen-Entwicklung vor allem im höheren Malm Delta setzt sofort wieder die Schichtfazies mit Bank- und den für den höheren Malm typischen Plattenkalken ein. In den einzelnen durch Riffe voneinander getrennten Plattenkalk-Wannen ist die Faziesentwicklung sehr unterschiedlich und kann nicht wie im tieferen Malm über weite Strecken verfolgt werden. Daher wurden für die einzelnen Schichtglieder zahlreiche Lokalnamen eingeführt. Auch die Riff-Entwicklung wird im höheren Malm stärker durch das bewegte Flachwasser beeinflusst: Ab dem höchsten Malm Delta werden die Schwammkalke weithin von Ooid-Lagen und Fossilfeinschutt durchsetzt und schließlich von einer Korallenschutt-Fazies zugedeckt. Diese Flachwasser-Fazies bleibt weitgehend undolomitisiert.

bankigen Schichtkalken siedelten (**Treuchtlinger Marmor**). Der Kelheim-Landshuter Schenkel des Riffdreiecks näherte sich im Laufe des Malm Delta so weit dem Meeresspiegel (weniger als 50 m), daß an den steilen Riffabhängen schon Korallen und ihre vielfältige Begleitfauna gedeihen konnten. Östlich dieser Riffschwelle bildeten sich in einer Art tieferen Lagune vor der Böhmisches Insel im unteren Malm Delta dickbankige Hornsteinkalke und Biostrom-Dolomite (Schwammrasenbänke). Die Böhmisches Insel lieferte zur gleichen Zeit kaum Sand und wurde in Oberösterreich von einem Korallen-Saumriff umkränzt.

Im höheren Malm Delta eroberte die Schwamm-Fazies den ganzen süddeutschen Schelf. Es blieben nur kleine Gebiete mit Schwammrasenbänken übrig, die schon die Obermalm-Wannen vorzeichneten.

Mit Beginn des Malm Epsilon trat die Schwamm-Fazies infolge starker Verflachung des Meeres wieder den Rückzug an. In den Wannen zwischen den Riffen entstanden die charakteristischen hellen Bank- und Plattenkalke, die vor allem aus dem Malm Zeta aufgrund ihrer Fossilien weltberühmt sind. Von NW rückte nun die Küste der Mitteldeutschen Schwelle, wahrscheinlich in Inseln aufgelöst, näher (Beil. 2). Davor war der Meeresboden jenseits der salinaren Randsenke durch das Gitternetz der langsam von N her absterbenden Schwammriffzüge in eine Vielzahl von Plattenkalk-Wannen verschiedener Größe gegliedert. Südlich der Donau wuchsen die Kieselschwämme aber auch im bewegten Flachwasser weiter und bildeten eine ausgedehnte, nur durch wenige Wannenzüge unterbrochene Ooid-Plattform. Die Korallenfazies blieb bis zum Malm Zeta 2 hauptsächlich auf die nun breitere Kelheim-Landshuter Riffbarriere beschränkt. Sie schnürte zusammen mit dem nach W vorrückenden Korallenriffsaum der Böhmisches Insel die „Tieflagune“ der bituminösen Plattenkalke und des Biostrom-Dolomits zunehmend ein. Auch die Ooid-Plattform schob sich entsprechend nach S in die Tethys vor. Westlich der Ooid-Plattform starben die Schwämme im schwäbischen Zementmergel-Becken rasch ab.

Im Malm Zeta 3 (Ton-Antransport nun erstmals von E: Papierschiefer und Mergelkalke) wurden die Riffgürtel auch in der Südlichen Frankenalb weiter eingeschränkt und enthalten nun überall Korallen neben den teilweise noch vorhandenen Kieselschwämmen. Weit verbreitete Schuttkalke im Riff bezeugen außerdem zusammen mit Schillbänken in der Schichtfazies die weitere Verflachung des Meeres. Auf der Ooid-Plattform südlich der Donau herrschten aber weiterhin Kieselschwämme vor, die nach oben mehr von Tubiphytenkalken abgelöst werden.

Der Malm unter dem Molassebecken ist nur durch Bohrungen bekannt und kann deshalb nur in groben Zügen dargestellt werden. Die **Abbildungen 3.3-13 bis 3.3-16** geben einen Überblick über Mächtigkeit und Verteilung von Schicht- und Massenfazies in der Horizontalen und im vertikalen Aufbau.

Die größten erhaltenen Mächtigkeiten liegen in der Münchener Bucht. Dort wird der 500–600 m mächtige Malm noch von den salinaren Purbeck-Ablagerungen überdeckt (**Abb. 3.3-13**). Er besteht hauptsächlich aus bis 500 m mächtigen, massigen, dichten Schwamm- und Tubiphyten-Kalken (z. T. dolomitisiert), die meist im Malm Delta einsetzen, örtlich aber schon im Unteren Malm. Sie werden abschließend von den hellen porösen Korallen-Schuttkalken zugedeckt, die an den Wannenträndern auch schon tiefer beginnen (**Abb. 3.3-14 bis 3.3-16**).

Während im S das Riffwachstum noch bis in das Obertithon andauerte, bildete sich im N schon die regressive Flachwasserfazies der **Neuburger Bankkalk**. Jüngste Überreste davon enthalten auch eingeschwemmte Süßwassermuscheln, die bezeugen, daß die Küste zu Beginn des Obertithon bereits in der Nähe von Neuburg a. d. Donau lag. Das Meer zog sich dann im Purbeck in die Wasserburger Senke zurück, wo es bei zunächst noch trockenheißem Klima zu Dolomit-, Anhydrit- und Salzausscheidungen kam (**Beil. 7: Fig. 1**); später süßte das Meer dann auch dort aus.

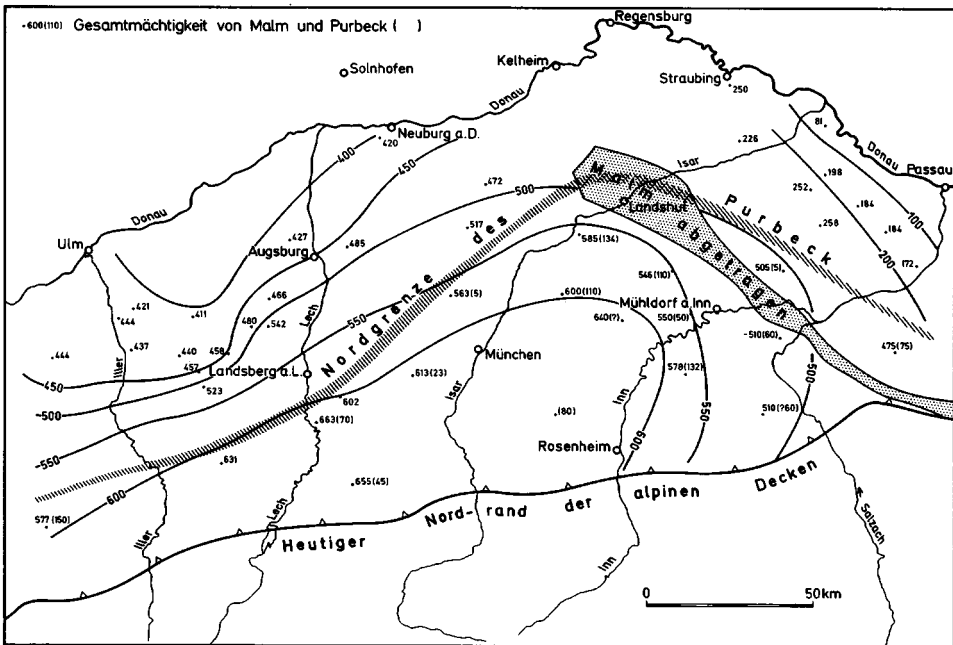


Abb. 3.3-13 Gesamtmächtigkeit von Malm und Purbeck unter dem Molassebecken.

In der Münchener Bucht hat sich der fränkische Malm in seiner vollen Mächtigkeit von 500–600 m unter den salinaren Purbeck-Karbonaten erhalten. Nach NE ist er durch die unterkreatazische Hebung zum Böhmischem Festland hin zunehmend abgetragen. Im Alttertiär wurde er auf dem sich heraushebenden Landshut - Neuöttinger Hoch vollkommen entfernt (Raster). Auch im NW zur Schwäbischen Alb und im N zur Fränkischen Alb hin ist er z. T. der Abtragung zum Opfer gefallen. Die salinaren Purbeck-Fazies mit ihren Oolithen und Dolomitbreccien greift unbeeinflußt über das Landshuter Hoch hinweg.

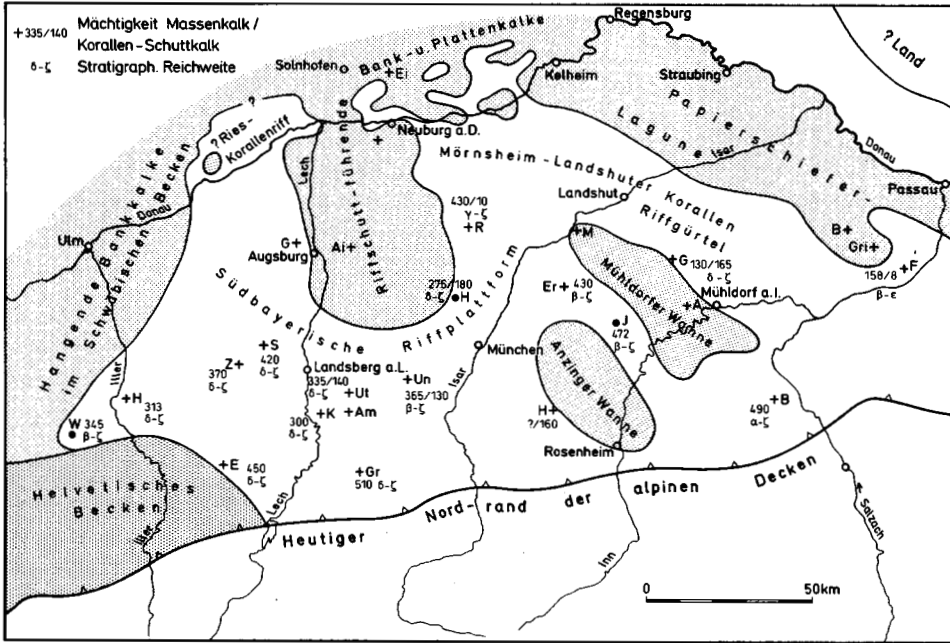


Abb. 3.3-14 Paläogeographie des Malm Zeta 3 der Südalb und des Molassebecken-Untergrundes.

Es zeigt die ausgedehnte Südbayerische Riff-Plattform aus Flachwasser-Schwammkalken mit Ooiden, in die sich zunehmend Korallen einschalten. Diese wuchsen verstärkt auf dem Mörnsheim-Landshuter Korallen-Riffgürtel und am Rande der Plattenkalk-Wannen, in die sie häufig Fossilschutt lieferten. Im N (im Bereich der Südlichen Frankenalb) starben die Riffe mit der Heraushebung des Mitteldeutschen Festlandes zunehmend ab (Beil. 3). Die Hangenden Bankkalke gehen im S am Bodensee in die dunklen Quintener Kalke des Helvetischen Beckens über; der Südrand der Riffplattform östlich davon liegt unter den Alpen. Angegeben sind die wichtigsten Bohrpunkte und die Mächtigkeit der Massenkalk einschließlich der sie überdeckenden Korallen-Schuttkalke samt ihrer stratigraphischen Reichweite.

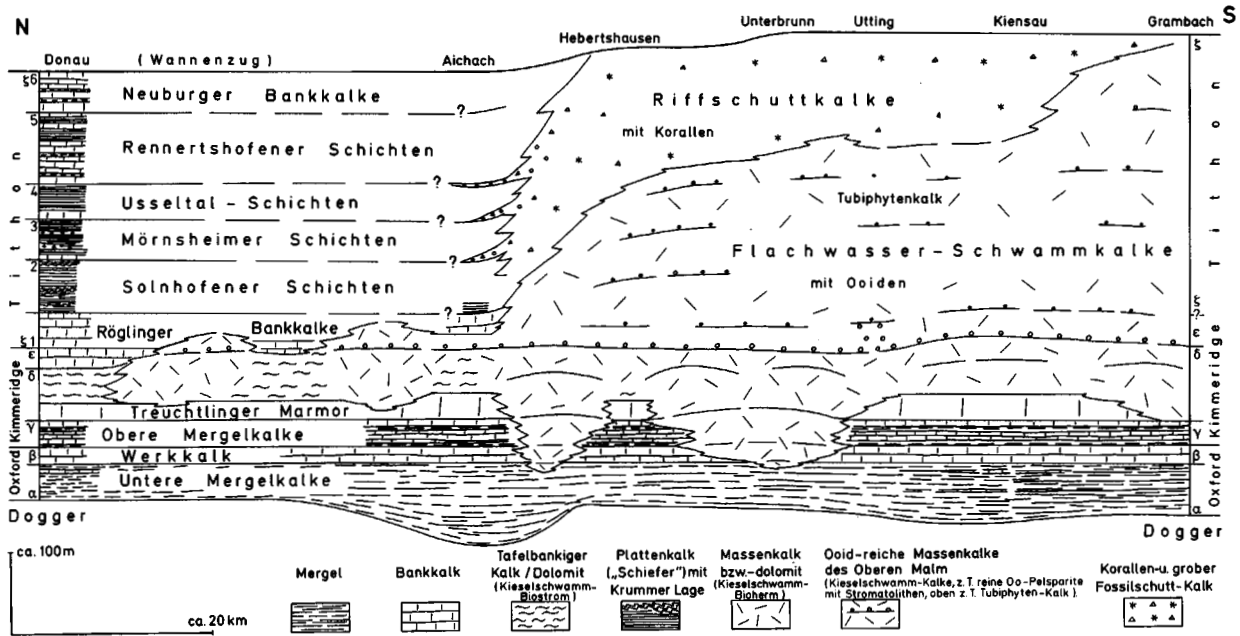
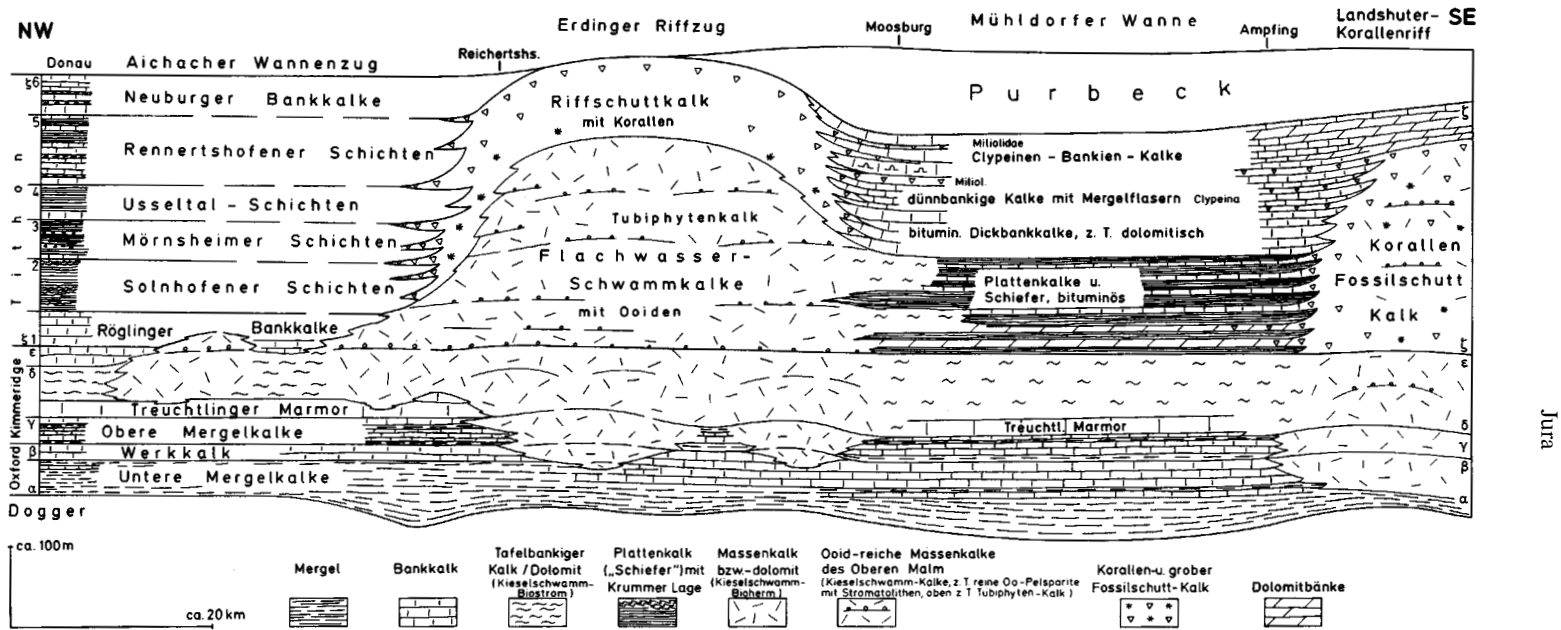


Abb. 3.3-15 Fazieschnitt des Malm unter dem Molassebecken von der Donau nach S zum Alpenrand südwestlich Weilheim (Malm-Oberfläche hier in fast 5000 m Teufe).

Der Schnitt zeigt im Unteren und Mittleren Malm wieder die vollkommen ausgeglichene Schichtkalk- und Riff-Plattform ohne Anzeichen eines Abhanges („Rampe“) zur Tethys im S hin. Darüber liegen im N die über 300 m mächtigen, vielfältigen Wannensedimente des Oberen Malm. Im S baut sich dagegen ein 400 m mächtiger, ooidreicher Massenkalk auf mit Stromatolithen und Schwämmen, nach oben vorzugsweise mit Tubiphyten. Sie werden oben von Korallen-Riffschuttkalken eingedeckt, die an den Wannenträndern schon tiefer einsetzen. Der Südrand dieser Plattform ist bisher nicht erbohrt und liegt unter den alpinen Decken.



Jura

Abb. 3.3-16 Fazieschnitt des Malm unter dem Molassebecken von Neuburg a. d. D. nach SE zum Landshuter Korallen-Riffzug. Heute sind die ehemals horizontal im Schelfmeer abgelagerten Schichten nach SE abgesenkt; die Malmoberfläche liegt in der Bohrung Sehensand südwestlich Neuburg bei 350 m ü. NN, in der Bohrung Ampfing in 2250 m Teufe, d. h. etwa 1800 m unter dem Meeresspiegel. Bis zum Mittleren Malm (Delta) baut sich wie in der Frankenalb eine ausgeglichene Schichtkalk-Plattform auf, darüber eine Schwamm-Plattform. Im Oberen Malm kommt es dagegen zu starker Faziesdifferenzierung in ooidreiche Flachwasser-Schwammkalke und eingesenkte Plattenkalk-Wannen. Diese weisen entsprechend dem Grad der lagunären Abschnürung wiederum starken Fazieswechsel auf, von hellen Bankkalke zu Plattenkalke und schwarzen bituminösen Schiefen (aus MEYER 1995).

3.4 Kreide

ROLF K. F. MEYER

3.4.1 Regensburg–Hollfelder Kreide (Prä-Obercenoman bis Campan)

Allgemeiner Überblick

Die sandig-tonigen Kreideablagerungen von ursprünglich 300 bis > 400 m Mächtigkeit bedecken heute noch Teile der Frankenalb und reichen bis an die Randbrüche des ostbayerischen Grundgebirges. Durch die saxonische Wölbungs- und Bruchtektonik blieb die ehemals weithin geschlossene Kreidebedeckung (Abb. 3.4-1) hauptsächlich im zentralen Teil der Frankenalb-Mulde und ihren halbgrabenförmigen Anhängseln von Vilseck und Bodenwöhr erhalten; die Parksteiner Kreide wurde völlig isoliert. Auf dem westwärts ansteigenden Jura hat die fortgeschrittene Abtragung nur wannen- und rinnenartige Einzelvorkommen hinterlassen, deren stratigraphische Zusammenhänge infolge rascher fazieller Änderung oft schwierig zu deuten sind. Ursprüngliche Ablagerung auf einem Karstrelief des Malm, nachträglicher Verstoß durch weitere Verkarstung des Untergrundes im Tertiär bis Quartär und fehlende marine Leitfossilien (Übergang zur fluviatilen Fazies) kommen noch erschwerend hinzu. Trotzdem wurde anhand der jeweiligen Reliktfunde versucht, den Vorstoß des Kreide-Meeres zu rekonstruieren. Die **Beilage 4 (Fig. 1)** gibt besonders im W nur die jeweils mögliche Mindestausdehnung des Meeres wieder. Es kann z. T. erheblich weiter gereicht haben. Neuerdings glaubt KÜGEL (1992) bei Bronn südwestlich von Pegnitz marines Obersanton durch Pollen und Dinoflagellaten nachweisen zu können. Eine Überprüfung durch J. Lund macht Coniac wahrscheinlicher. Auch HOHENESTER (1994) stellt verschiedene Glaukonitglimmersande des Veldensteiner Forstes, die bisher als Mitteluron galten, ins Coniac; sichere paläontologische Beweise fehlen aber noch. Auch die Lage der Meeresküste im E auf der Böhmisches Masse ist nur vermutet. Dort wurden um Rötz von H. MIELKE neue Funde von Kieselkreide gemacht, die eventuell eine Verbindung nach Böhmen über die Cham–Further-Senke andeuten. Auch südlich der Donau ist die Kreide unter der Westmolasse wieder abgetragen worden (s. u.).

Unterkreide

Hebung und Meeresrückzug (Prä-Obercenoman) prägen die Unterkreide. Während das Gebiet der Wasserburger Senke in der Unterkreide-Zeit mehrmals vom Meer überflutet wurde, bestand nördlich von Landshut ein ausgedehntes Festland. Etwa 40 Millionen Jahre lang unterlag dort die Albtal bei tropisch-suptropischem Klima der Abtragung und tiefgründigen Verkarstung. In den Schichtkalken bildete sich die Flächenalb, in den Schwammriffen vor allem die Kuppenalb heraus, wobei die heutige Oberfläche noch vielfach in der Nähe dieser über 100 Millionen Jahre alten Karstlandschaft liegen kann.

Östlich davon hob sich das ostbayerische Grundgebirge langsam heraus, und es wurden z. T. schon über 1000 m Deckgebirge abgetragen. Die Heraushebung geschah einerseits an Brüchen, wie z. B. an der Fränkischen Linie, die nun schon zu einer Aufschiebung umfunktioniert wurde; andererseits überwog die großräumige Aufwölbung, wie sie sich in der Bodenwöhrer Senke verfolgen läßt. Die Oberkreide greift hier von W nach E kontinuierlich auf immer ältere Schichten des Jura über, östlich Bodenwöhr auf die Trias und westlich Roding schließlich auf das Kristallin. Da es sich, wie oben geschildert, nicht um ehemalige Ablagerungsgrenzen handelt, muß das Grundgebirge

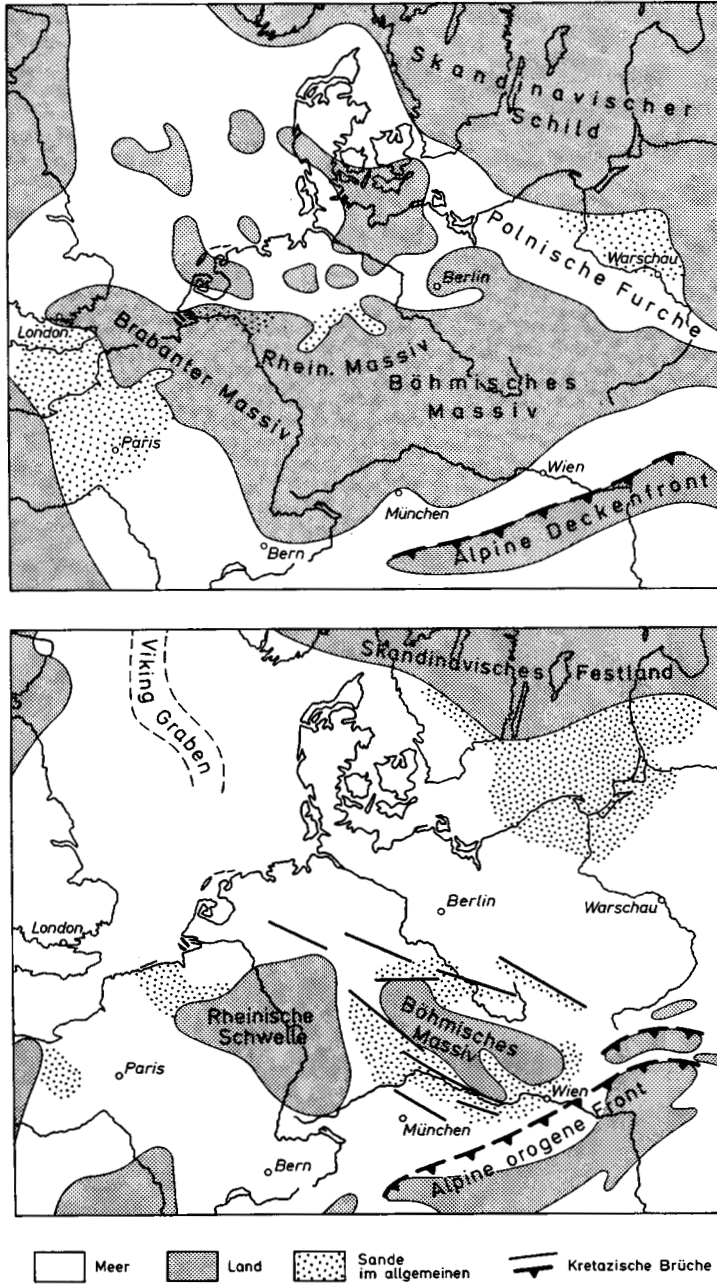


Abb. 3.4-1 Verteilung von Land und Meer in der Unterkreide-Zeit (oben) und in der Oberkreide-Zeit (unten).

In der Unterkreide zieht sich das Meer weit nach S (München) zurück; es bildet sich von England bis Polen ein breiter Festlandsgürtel. Zu Beginn der Oberkreide kommt es zu einem weltweiten Meeresspiegelanstieg, in dessen Verlauf sich auch der Golf von Regensburg herausbildet. Das sich an Störungen heraushebende Böhmisches Massiv liefert Sande in diese Meeresbucht.

während der Unterkreide gleichmäßig aufgewölbt und von seiner Deckgebirgshülle entblößt worden sein. Das Naab-Gebirge dagegen soll nach Apatit-Spaltpurendaten (VERCOUTERE 1994) nicht freigelegen haben; bis Ende der Oberkreide bedeckten es über 1000 m Sediment (MENZEL & SCHRÖDER 1994 a). Zwischen diesem bedeckten „Naabkristallin“ und der Pfahlstörung wurde der alte Rotliegendegraben von Schmidgaden-Pingarten durch horizontale Scherbewegungen am Pfahl („pull-apart“-Becken, s. MEYER 1989 a) reaktiviert. Nur so ist das Vorhandensein der Jura-Schichten, insbesondere der Lias-Erze, bis weit östlich Pingarten an der heutigen Aufschleppungszone zu erklären. Diese Schichten fehlen nämlich heute im Bodenwöhrer Becken selbst teilweise (Abb. 3.4-2).

Die Pfahlstörung setzt sich nach W in der Amberg-Sulzbacher Störungszone fort. Dort entstanden vor dem Hahnbacher Gewölbe ähnlich wie in Auerbach vor dem Eibenstocker Sattel langgestreckte poljenartige Randtalzüge, die sich bis 150 m tief, bis fast in den Oberen Dogger, einschnitten. Die in den Gewölben freigelegten, eisenreichen Schichten des Dogger (bis Keuper) lieferten eisenhaltige Schwarzwässer nach W. Diese wurden auf der Alb durch kalkreiche Karstwässer neutralisiert (v. FREYBERG 1940, GUDDEN 1975), das ausfallende Eisen setzte sich in Hohlformen, besonders den großen Seen-erfüllten Randtalzügen ab, und bildete zusammen mit Tonen und Sanden die heute noch über 60 m mächtige Amberger Erzformation (Abb. 3.4-3; Beil. 4: Fig. 2). Die Erzkörper vertauben seitlich und gehen in Ockerton, manganreiche Letten und in eisenschüssige oder helle Sande über. Es folgt die Fazies der **Schutzfelsschichten**, die aus hellen und bunten kaolingebundenen Quarzsanden, z. T. auch aus Feinkies bestehen und von z. T. bunten Kaolintonen durchsetzt sind. Dieses terrigene, in Flüssen antransportierte, in Seen und Senken abgesetzte und mehrfach umgelagerte Material der Schutzfelsschichten hat von E her offensichtlich die ganze Frankenalb bis über das Ries hinaus eingedeckt. Vor Beginn des Obercenoman kam es dann wieder zur weitgehenden Ausräumung der Schutzfelsschichten und des Erzhorizontes mit Ausnahme der tieferen Karsthohlformen.

Die Darstellungen des Aufbaus der Erztröge von Auerbach, Sulzbach und Amberg sind in den entsprechenden Erläuterungen zu den Geologischen Karten 1:25 000 veröffentlicht. Während in Auerbach noch z. T. Weißerz (Eisenkarbonat) vorliegt, ist in Sulzbach und Amberg nur mehr Brauneisenerz (Eisenhydroxid) vorhanden. Die Erze sind heute weitgehend abgebaut; 1987 schloß mit der Zeche Leonie in Auerbach die letzte deutsche Eisenerzgrube.

Östlich von Amberg liegt die marine Oberkreide diskordant auf Jura und Erz. Dies beweist, daß der heutige Erztrogl ehemals mit in die Aufwölbungszone des Hahnbacher Sattels miteinbezogen war. So wird seine Entstehung auch besser verständlich. Im Muldentiefsten, in seiner heutigen Lage, wäre bei vollständiger Grundwassererfüllung, ohne entsprechenden Abfluß, eine solch starke Verkarstung und Auflösung des Kalkes wohl nicht möglich gewesen. Wenn der Trogl im Aufwölbungsbereich entstand, konnten die kalkgesättigten Wässer immer in den tiefen Karst nach SW abfließen (Abb. 3.4-3 a). Diese Vorstellung erklärt auch, warum im Erztrogl von Sulzbach mariner cenomaner Kreidekalk und Grünsand fehlen, während sie außerhalb noch anstehen. Durch andauernde Hebungen an der Störungszone wurden sie hier und z. T. auch das Erz wieder abgetragen (Abb. 3.4-3 c). Erst ab dem Oberturon dürfte es ähnlich wie in der Bodenwöhrer Senke (s. MEYER 1989 b), zur synsedimentären Absenkung des westlichen Troglteiles bei gleichzeitig starker Aufschiebung des Ostflügels gekommen sein (Abb. 3.4-3 d, 3.4-3 e).

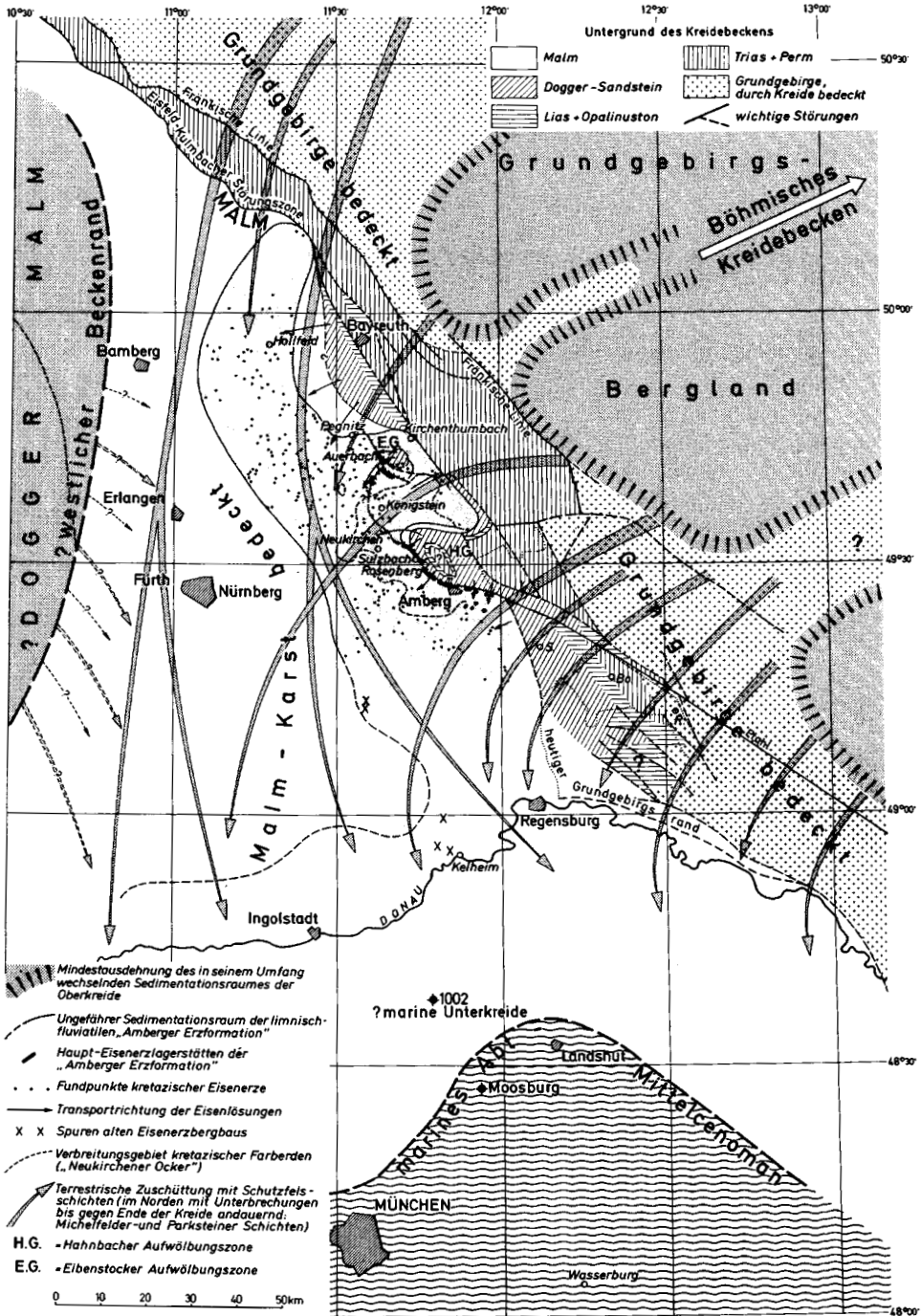
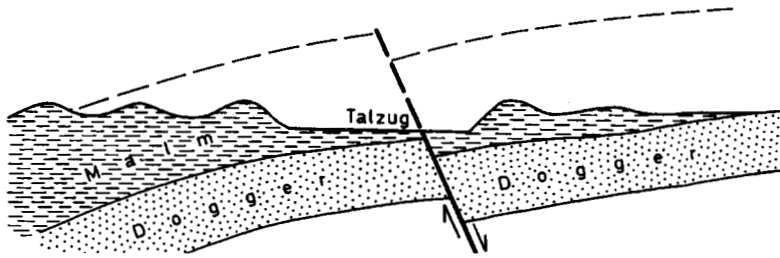
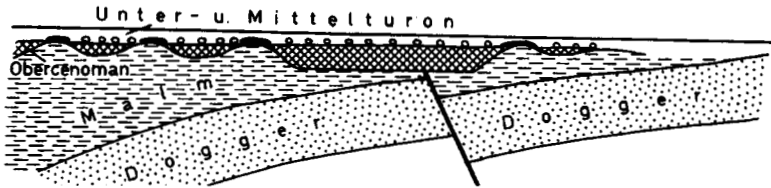


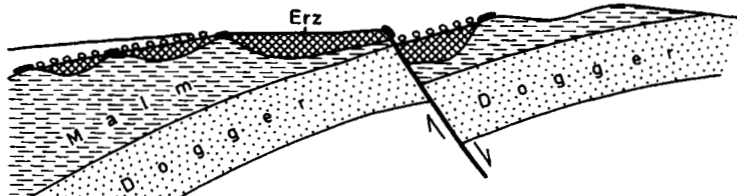
Abb. 3.4-2 Terrestrisches Ablagerungsbecken der Schutzfels-Schichten und der Amberger Erzformation zwischen dem aufsteigenden Grundgebirge im E und dem flachen Fränkischen Schild im W. Der präkretazische Untergrund ist angegeben (nordöstlich Regensburg aufgrund des heutigen Grundgebirgsbaues vermutet).



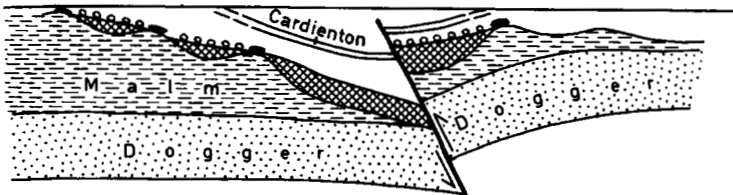
- a) Während der Unterkreide wölbt sich der Hahnbacher Sattel langsam empor. Die Abtragung läßt insbesondere an der Störungszone einen tiefen Talzug entstehen.



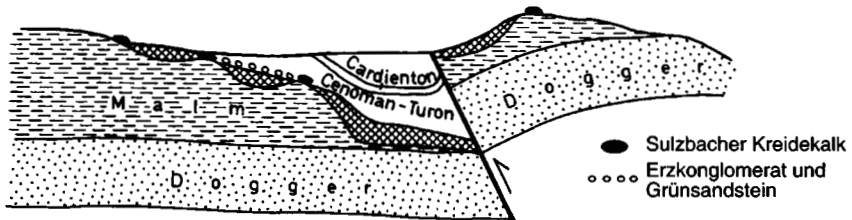
- b) Ablagerung des Eisenerzes erfolgt besonders in diesem Süßwasser-erfüllten Talzug. Nach großräumiger Absenkung rückt das Meer im Obercenoman von Regensburg vor. Auf den Malmkuppen bildet sich der Sulzbacher Kreidekalk, dazwischen die Küstensedimente des Erzkonglomerates und des Grünsandes; darüber folgen die marinen Sedimente des Unter- und Mittelturons.



- c) Hebungen führen im Bereich des Erztroges und östlich davon zur weitgehenden Ausräumung dieser Schichten, z.T. auch des Erzes.



- d) Im Oberturon und Coniac sinkt der Westteil des Erztroges ein; es kommt zur Ablagerung mächtiger Sande und Tone. Der Ostteil wird dagegen an der Störungszone herausgehoben und überschoben.



- e) In der höchsten Oberkreide verstärkt sich die Überschiebung. Die lockeren Kreide-Sedimente werden am Ostflügel weitgehend abgetragen; nur im abgesenkten Trog bleiben sie erhalten. Im Tertiär führt Verkarstung der Malmkarbonate unter dem Erztrug zur Sackung der Kreide-Schichten darüber. Erst dadurch wird die heutige große Trogtiefe erreicht.

Abb. 3.4.3 Schematische Darstellung der Entwicklung des Sulzbacher Erztroges.

Oberkreide

Drei Meeresvorstöße im Regensburger Golf (Obercenoman–Mittelturon–Coniac) kennzeichnen die Oberkreide.

Sedimente und **Paläogeographie** im Überblick: Im N setzte die Sedimentationsart der Schutzfelsschichten in Form der **Michelfelder Schichten** mit zyklischen Grobschüttungen ab dem Obercenoman wieder ein und dauerte bis zum Ende des Turon an (Beil. 7). Von S her stieß jedoch im Zuge des weltweiten Meeresspiegelanstieges rasch das Kreidemeer in die sich langsam einsenkende Fränkische Alb samt östlichem Trias-Gebiet vor und hinterließ charakteristische Meeressedimente.

Im breiten Golf des noch etwas kühleren Obercenoman-Meeres lagerte sich der glaukonitische **Regensburger Grünsandstein** ab, der basal und am Rande mehr aufgearbeitete Schutzfelsschichten, bei Roding sogar Granitgerölle und Grobsandschüttungen enthält. In der Brandungszone der Nordküste entstanden zur gleichen Zeit das **Amberger Erzkonglomerat** und die fossilreiche Klippenfazies des **Sulzbacher Kreidekalkes**, an der Westküste (Neuburg–Ries) der **Mörnsheimer Bryozoen-Sandstein**, der Muschelsandstein von Mühlheim und glaukonitfreie Feinsande und „Quarzite“ mit Muscheln. Ein dazwischenliegender Landvorsprung bei Parsberg existierte wahrscheinlich nicht, da bisher hier keine Küstenfazies nachgewiesen ist, und der Grünsandstein bei Kelheim noch bis 15 m mächtig wird. Grünsandstein-Relikte finden sich noch auf der Alb bei Denkendorf südlich Beilngries.

Anschließend setzten sich unter ruhigeren Sedimentationsbedingungen im tieferen Wasser die **Eibrunner Mergel** ab, die in den Grenzbereich Cenoman/Unterturon gehören. Mit unscharfer Grenze folgen darüber (randnah auch als Faziesvertretung der höheren Eibrunner Mergel) die Reinhausener bzw. Neuburger Kieselkreide (Feinsand-Spongiolith). K.-A. Tröger (Freiberg) bestimmte darin einen *Inoceramus crippei*, wonach die Kieselkreide von Neuburg schon im Unter-Mittelcenoman einsetzen kann. Die Kieselkalksandsteine der **Reinhausener Schichten** entkalken oberflächlich zum weißen, porösen „Amberger Tripel“. Von Amberg bis zum Albrauf bei Neumarkt im W finden sich muschelreiche (vor allem Exogren und andere Austern), meist nur feinsandige „Quarzit“-Sandsteinblöcke (Fränkische Vesiculariskreide), die bezeugen, daß das Unterturon-Meer weiter nach W gereicht hat. Fossilfreie „Quarzit“-Blöcke unbestimmten Kreide-Alters sind sogar noch weiter südwestlich (Berching, Hahnenkamm, Döcking) und umgelagert in den Rednitz-Terrassen südlich von Nürnberg verbreitet. Demgegenüber ist der Wellheimer Inoceramen-„Quarzit“ wieder durch Fossilien belegt.

Weitere Hebungen im ostbayerischen Grundgebirge führten im Verlauf des Unterturon zur Schüttung großer Sand- und Kiesfächer in den Golf nach S (Knollensand: fein bei Regensburg, grob mit Gezeiten-Schichtung ab Kallmünz nach N).

Mit dem groben Hornsand beginnt eine neue Meerestransgression. In dem flachen, gut durchlüfteten Meer des Golfes von Regensburg wirkten sich Meeresspiegelschwankungen und schwache Bodenunruhen, die wohl im Zusammenhang mit der beginnenden Faltung im südlichen alpinen Becken standen, in raschen Sedimentänderungen aus. Dies gilt besonders für die vielfältigen Eisbuckel- bis Pulverturm-Schichten des Mittelturon. Deren Fazies reicht von Feinsandmergeln mit starker Bioturbation über Kalksandstein mit reichem Benthos bis zu Tonen und Arkosen an der Küste. Das Meer schob sich nun in schmaler Zunge weiter nach N vor: sicher bis zur Klippenfazies des fossilreichen **Betzensteiner Kreidekalkes**, aber wahrscheinlich noch bis an

den Nordrand der Hollfelder Mulde bei Weismain. Foraminiferenfunde aus schwarzen, glaukonitischen Feinsandtonen am Südrand des Blattes Weismain sind aber leider nicht exakt zu datieren und könnten auch in den jüngeren Cardienton gehören.

Im Oberturon drängten stark zunehmende Sandschüttungen als Folge weiterer Heraushebung des ostbayerischen Grundgebirges das Meer weit nach S zurück. Der marine **Großberger Sandstein** bildete sich erst südlich Burglengenfeld, reicht aber sogar bis in die Wasserburger Senke. Nördlich davon zeugen Einschaltungen von schwarzen, kohligem Sanden und Tonen zwischen bunten, terrestrischen Schüttungen von pflanzenumsäumten, sumpfigen Senken und Seen, besonders in der Bodenwöhrer Senke. Bioturbation weist aber immer noch auf brackische Einflüsse hin.

Im höchsten Oberturon (evtl. schon im tiefen Coniac) dehnte sich das Meer schon wieder nach N aus (Hiltersdorfer Sandstein, Seugaster Sandstein und oberer Veldensteiner Sandstein mit seltenen Muscheln).

Im Coniac drang dann nochmals kurzfristig ein flacher Meeresarm weit nach N vor, der nun weiter nach E reichte. Es lagerten sich dunkelgraue, glaukonitische und feinsandige Mergel ab (**Cardienton**). Sie haben sich besonders in schmalen Zonen über den durch subkretazische Verkarstung nachgesackten Erztrögen erhalten (**Abb. 3.4-3**). Für eine Ablagerung in Rinnen gibt es keinerlei sedimentologische Hinweise. Zum Hangenden hin folgen über dem Cardienton südöstlich Amberg zunächst feinere marine Sandsteine (**Jedinger Sandstein**), dann Glaukonitglimmersande und Feinsandmergel. Auf der westlichen Albtafel finden sich zwischen Amberg und Hersbruck nur mehr Reste eines fein- bis grobkörnigen, dünnplattigen Quarzitsandsteins mit coniacischer Muschel- und Invertebraten-Fauna (**Hartmannshofer Sandstein**). Nordwestlich von Sulzbach geht der tiefere Cardienton wohl als Folge der Verwitterung an einer tertiären Rumpffläche in den Neunkirchner Ocker über.

Im Südostteil des Braunauer Troges herrschte seit dem Coniac eine zunehmende, durch Störungen unterstützte Absenkungstendenz, die im Santon und Campan über 700 m mächtige, marine Tonmergel und Kalk-Arkosesandsteine aufnahm (s. u.). Dem steht eine verstärkte Hebung des Grundgebirges im N gegenüber. Sie führte zur endgültigen Trockenlegung der Oberfälzer Bucht und zur Aufschüttung limnisch-fluviatiler Sedimente. Während im W direkt auf dem Veldensteiner Sandstein unter Ausfall des Cardientons nur Reste des noch maximal 40 m mächtigen **Auerbacher Keller-Sandsteins** (? Santon) vorliegen, haben sich vor der Fränkischen Linie bei Erbdorf noch bis über 350 m mächtige polymikte Fanglomerate mit viel Kristallingeröllen und feinsandigen Pflanzentonzwischenlagen erhalten. Sie gehören nach neuen pollenanalytischen Untersuchungen in der Bohrung Friedersreuth überwiegend ins Coniac bis Santon (mdl. Mitt. J. LUND), ebenso die aufgeschleppten Kreideschichten an der Fränkischen Linie bei Döltzsch (KÜGEL 1992: Santon/Campan). Nach S werden die Sedimente feiner und enthalten weniger Kristallingerölle (KLARE & SCHRÖDER 1990). Die überlagernden **Friedersreuther Pflanzentone** haben GOTHAN (1941) und KNOBLOCH (1973 b) ins Santon/Campan gestellt. Unklar bleibt die Stellung der darüber folgenden sehr groben **Albenreuther Schotter** (bis fast 200 m mächtig). Gegen Ende der Kreide-Zeit wurde das Kristallin an der Fränkischen Linie bis 3000 m herausgehoben und auf das Vorland überschoben (PETEREK et al. 1994).

Fazieswandel in der Oberkreide zwischen **Bad Abbach** und **Regensburg** (**Abb. 3.4-4**): Im Raum von Bad Abbach besteht der etwa 16 m mächtige Grünsandstein über dem Transgressionskonglomerat (etwa 0,1 m mächtig, mit Kalk-, Hornstein- und Quarzge-

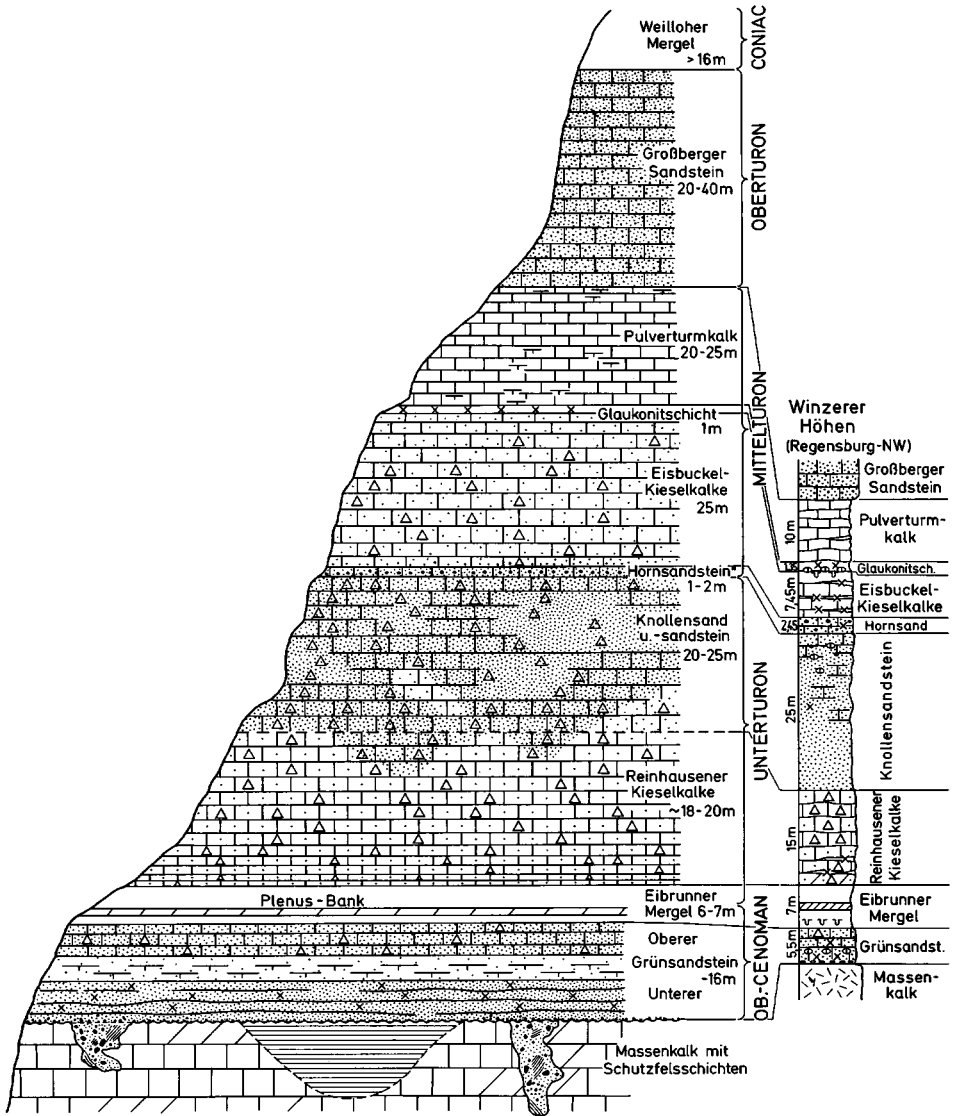


Abb. 3.4-4 Schematisches Profil durch die Oberkreide bei Bad Abbach (ergänzt nach OSCHMANN 1957) mit Mächtigkeitsangaben. Rechts: das geringmächtigere Kreide-Profil von den Winzerer Höhen nordwestlich Regensburg.

röllen) aus 7,5 m mächtigen, grünen, dickbankigen, größeren Glaukonit-Kalksandsteinen (Bausandstein). Darüber folgen etwa 3 m mächtige glaukonitische Sandmergel mit härteren kalkigen Bänken und oben 5,5 m mächtige, helle, dünnbankige, kieselige, feine Kalksandsteine mit wenig Glaukonit. Nur der obere Teil ist durch seltene Foraminiferen (*R. cushmani*) und Ammoniten (*C. naviculare*) als Obercenoman datiert. In Saal folgt unter dem Grünsandstein noch ein bis 2 m mächtiges Transgressionskonglomerat; darüber enthält der Grünsandstein kleine Kieselchwammbauten (HERM & HÖFLING 1994); an sonstigen Fossilien kommen vor allem Muscheln (Austern), Seeigel und Wühlbauten (*Thalassinoides*) vor. Der 6–7 m mächtige, dunkle, glaukonitische **Eibrunner Mergel** ist dagegen lagenweise sehr fossilreich und kann mit planktonischen Foraminiferen in einen obercenomanen (2,2–3 m mächtig) und unterturonen Anteil gegliedert werden. Im obersten Cenoman liegt der weitverbreitete **Chondrites-Horizont** mit zahlreichen Ammoniten (u. a. *Metoicoceras geslinianum* s. u.) und vor allem Muscheln und Schnecken.

Über den Eibrunner Mergeln folgen die hellen, harten, schwach feinsandig-glaukonitischen, durchwühlten Kieselkalke der **Reinhausener Schichten**, nach oben unregelmäßig dickbankig mit vielen Schwammnadeln und Kieselkalkknollen. Sie sind meist fossilarm, die Leitmuschel *Inoceramus labiatus* (Unterturon) ist selten. Die Mächtigkeit schwankt (um 20 m) infolge teilweiser Vertretung durch den hangenden **Knollensandstein** (20–25 m). Dieser helle, harte, feinkörnige, etwas glaukonitische Kalksandstein verwittert teilweise zu einem Doggersandstein-ähnlichen braunen Feinsandstein, aus dem die namengebenden Kieselkalkknollen z. T. deutlich hervortreten. Er ist fossilarm, gelegentlich treten Brachiopoden, Seeigel und Muscheln (*Inoceramus labiatus*) auf.

Mit dem **Hornsand** (1–2 m mächtig) beginnt die Mittelturon-Transgression. Wasserhelle, z. T. auch rötliche, große Quarzkörner liegen in einer grobsandig-kalkigen Grundmasse, die z. T. hornsteinartig verkieselt ist. Leitfossilien wurden bisher im Hornsand nicht gefunden; ein *Inoceramus labiatus* (DACQUÉ 1939) vom Galgenberg bei Reinhausen muß aus dem Knollensand stammen, da dort Hornsand nicht mehr ansteht.

Es folgen die bis 25 m mächtigen, hellen, etwas feinsandigen und mergeligen Kieselkalke der **Eisbuckel-Schichten** in welligen, dicken Bänken mit zahlreichen Kieselkalkkonkretionen. Außer Durchwühlungen und Schwammnadeln sind Fossilien selten. Nur DACQUÉ (1939) fand bisher die Leitmuschel des Mittelturon: *Inoceramus lamarcki*.

Um so fossilreicher ist der Glaukonitmergel, ein nur etwa 1 m mächtiger grüner Kondensationshorizont. Er enthält vor allem Schnecken und Muscheln (u. a. auch *I. lamarcki*) und auch den Leitammoniten des höheren Mittelturon: *Romaniceras deverianum*. Eingelagert sind zahlreiche, z. T. aufgearbeitete Kieselkalk- und Phosphoritknollen, die ebenso wie der bis 30 cm tief angebohrte Untergrund von grünen Glaukonitsand„gängen“ durchzogen sind. Den Abschluß des Mittelturon bilden die grauen glaukonitischen **Pulverturm-Mergelkalke** (20–25 m mächtig), die nach E in die fossilreichen **Baculitenmergel** übergehen. Sie enthalten auch *Inoceramus lamarcki*.

Die braunen harten, groben Kalksandsteine des **Großberger Sandsteins** sind teilweise sehr fossilreich (Muscheln, Bryozoen, Krebsreste) und haben nun bei Eggmühl auch Leitnoceramen des Oberturon geliefert: *Inoceramus striatoconcentricus* GÜMBEL. Den

Abschluß der Bad Abbacher Kreide bilden Reste der dunklen Weilloher Mergel, die aufgrund der Foraminiferen sicher ins Coniac gestellt werden können (WEIDICH 1987 a: u. a. *Dicarinella concavata*).

Auf den **Winzerer Höhen** nordwestlich von Regensburg, die GÜMBEL (1868) auch als Typusregion wählte, ist die Kreide schon erheblich geringmächtiger als bei Bad Abbach. Dies gilt insbesondere für den Grünsandstein (nur 5,5 m). Sein nur 2 m mächtiger, grober unterer Teil schließt mit einer Kalkknollenlage in einer durchwühlten Glaukonitschicht. Der überlagernde feine, glaukonitische Kalksandstein ist hier vielfach sehr hart und stark kalkig und enthält viele Muschellagen. Etwas mächtiger wird dieser harte „Pfalzler“-Grünsandstein westlich und nördlich der Winzerer Höhen: Neudorf 7 m, Benberg 9 m (Abb. 3.4-6). Während die Eibrunner Mergel in Fazies und Mächtigkeit übereinstimmen, werden die **Reinhausener Kieselkalke** nur 15 m mächtig. Sie enthalten *Inoceramus (Mytiloides) labiatus* und *Mytiloides mytiloides*. Der Knollensandstein erreicht aber ebenfalls 25 m Mächtigkeit, ebenso der grobe Hornsand (bis 2,5 m). Nordwestlich von Regensburg (östlich Schwaighausen) führt die Knollensandbasis zahlreiche ganze Kieselchwämme in Kieselknollen. In der Mächtigkeit stark reduziert sind wieder die feinsandigen **Eisbuckel-Kieselkalke** (7,5 m) und die **Pulverturm-Kalke** (10 m). Letztere sind hier als mergelarme, harte Kalke ausgebildet, die zahlreiche kieselige Kalkknollen mit einer reichen Fauna enthalten, die auf den Äckern der Winzerer Höhen herauswittert (mdl. Mitt. K. PFÖRRINGER). Man fand neben Krebsen und Seeigeln (*Hemister*) vor allem Muscheln (auch die Leitform *Inoceramus lamarcki*), seltener Ammoniten (*Lewesiceras peramplum*) und Nautiliden. Nur die westlichen Winzerer Höhen tragen am Rennershof noch ein dünnes Dach aus Großberger Kalksandstein.

Südöstlich von Regensburg enthält schon der tiefere, stark glaukonitische **Großberger Sandstein** viele dunkle, bioturbate Mergelfasern (Abb. 3.4-5). Auch der höhere Teil der bis über 20 m mächtigen Pulverturm-Schichten wird am Krankenhaus und in Obertraubling durch dunkle feinsandige Mergel ersetzt (**Baculitenmergel**). Der tiefere Teil besteht aus z. T. kieseligen Knollenkalken mit Mergelfasern. In der Bohrung Barbing schließlich bestehen die **Pulverturm-Schichten** (um 12 m mächtig) aus reinen, feinsandigen, dunklen Mergeln mit Glaukonit; darunter folgt der dunkelgrüne, z. T. muschelreiche Glaukonitmergel (bis über 4 m mächtig, gegenüber nur 1,4 m bei Scharmassing).

Auch die kieseligen, durchwühlten Kalkfeinsandsteine der **Eisbuckelschichten** sind südöstlich Regensburg etwas mergeliger ausgebildet. Außerdem schalten sich unten viele Grobsandlagen in die feine Fazies ein und bilden einen bis 8 m mächtigen, unscharfen Hornsand-Horizont, der damit eindeutig zur Mitteluron-Fazies und nicht zum Knollensand gehört. Insgesamt nimmt die Mächtigkeit des Mitteluron auf das Doppelte (42 statt 21 m) zu. Darunter weist der hier noch kalkige, feine Knollensandstein jedoch mit 26 m die gleiche Mächtigkeit wie nordwestlich von Regensburg auf. Dies gilt ebenso für die **Eibrunner Mergel** (8 m, davon 3 m cushmani-Zone und 5 m helvetica-Zone; RISCH 1983). Mit 11 m wird der Grünsandstein in Barbing wieder mächtiger, ebenso die Reinhausener Schichten (20 m).

Oberkreide **westlich Amberg** (Abb. 3.4-6): Auf der Alb westlich von Amberg lassen die vom Böhmischem Festland kommenden Grobsandschüttungen nach, die Oberkreide-Sedimente werden geringmächtiger, z. T. stärker kalkig (Pulverturmkalk), z. T. auch kieselig-schwammnadelreich (Amberger Tripel). Abbildung 3.4-6 gibt eine Detail-Dar-

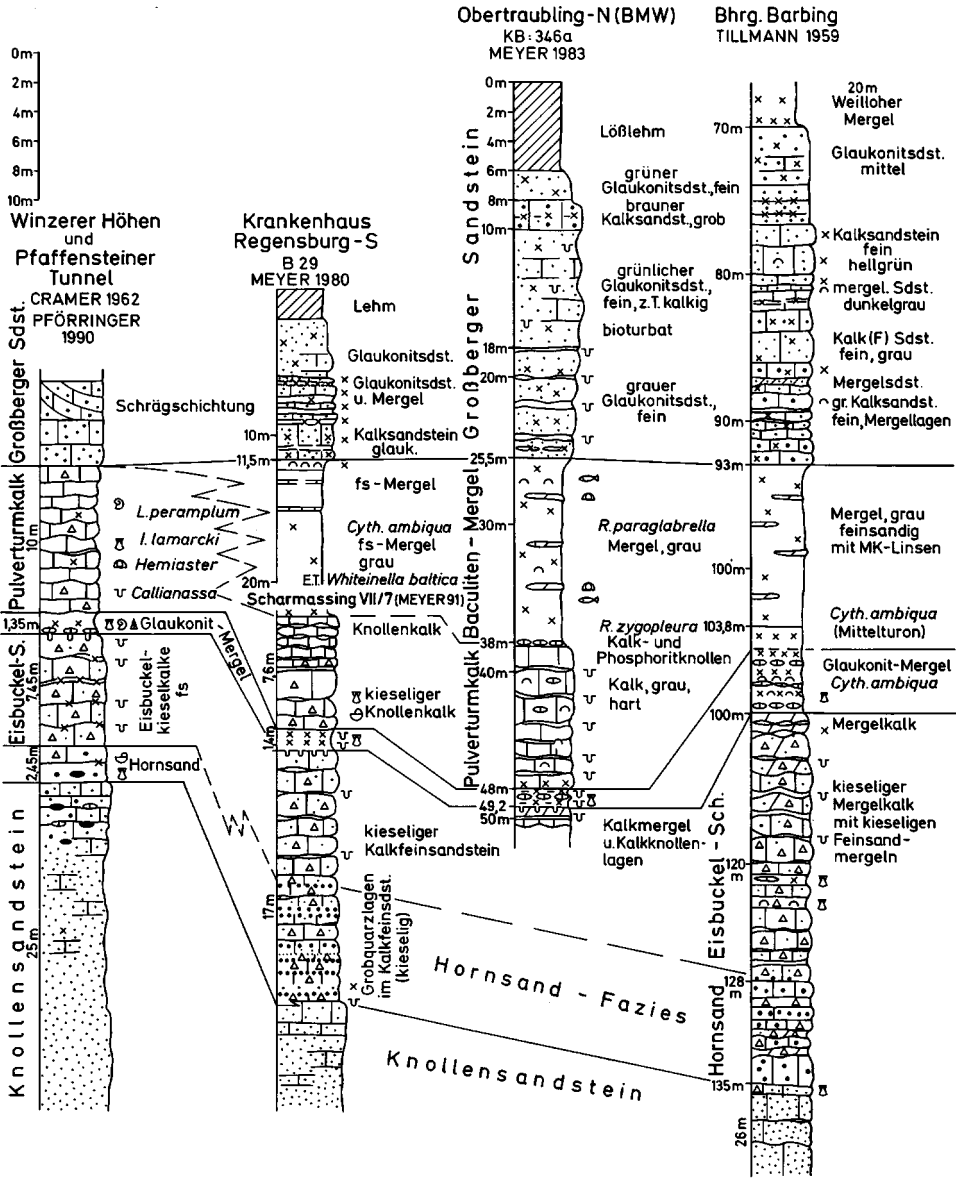


Abb. 3.4-5 Fazies- und Mächtigkeitsänderungen im Mitteluron südöstlich Regensburg. Die Mächtigkeit des Mittelurons einschließlich des Hornsandes nimmt von den Winzerer Höhen (21 m) im NW über das Krankenhaus Regensburg (36 m) bis zur Bohrung Barbing (42 m) im SE auf das Doppelte zu. Gleichzeitig ändert sich die Fazies. Während im NW kieselige Kalke vorherrschen, werden südöstlich Regensburg die Pulverturmkalke zunehmend durch die Baculitenmergel vertreten. Auch die kieseligen Kalkfeinsandsteine der Eisbuckelschichten werden etwas mergeliger. Unten schalten sich Grobsandlagen ein, die den bis 8 m mächtigen Hornsand-Horizont bilden; er gehört damit eindeutig zur Mitteluron-Fazies.

stellung der tiefen Oberkreide. Der mächtige Grünsandstein wird durch die grobsandige Kalkbank des Erzkonglomerates ersetzt. Der Eibrunner Mergel schrumpft, läßt sich aber noch mit planktonischen Foraminiferen gliedern. Die Reinhausener Kieselkalke gehen in die weißen porösen, entkalkten Amberger Tripel (bis 10 m) über, der Knollensand wird z. T. sehr grob und feldspatreich (~ 10 m). Im Mitteluron (bis 15 m) folgen über tonigen Glaukonitsandsteinen und Rinnensanden mit Großrippeln die fossilreichen Pulverturmkalke mit Serpeln, Bryozoen und Austern als typische küstennahe Klippenfazies. Das Oberturon ist meist abgetragen, nur grobsandige Kallmünzer Restblöcke zeugen von seiner ehemaligen Verbreitung. Der Cardienton (Coniac) ist nur in Senken über den Erztrögen erhalten. Der Hartmannshofer Sandstein greift eventuell diskordant auf ältere Kreide-Sandsteine über.

Oberkreide der **Bodenwöhrer Senke**: Die randnahen Oberkreide-Sedimente des Westteiles der Bodenwöhrer Senke unterscheiden sich grundlegend von den Beckenablagerungen im Regensburger Raum (MEYER 1989 b).

Der Grünsandstein besteht meist nur aus einem dünnen Basalkonglomerat (bis 1 m). Es enthält neben Quarzen z. T. auch Jura-Gerölle; selten sind Kristallin-Gerölle und aufgearbeiteter Grünsandstein. Der Eibrunner Mergel ist ebenfalls stark reduziert (bis 2 m), aber vollmarin (z. T. nur Obercenoman nach Leitforaminiferen). Reinhausener Schichten (bis 20 m) und Knollensand (bis 15 m) haben die größten faziellen Ähnlichkeiten zu ihren Äquivalenten im Regensburger Raum; Fossilien und z. T. hohe Glaukonit- und Illit-Gehalte weisen sie als marine Sedimente aus. Um Bodenwöhr (Brg. Pechmühle) geht jedoch vor allem der höhere Teil des Knollensandes in einen groben, fossilreichen Kalksandstein über. Darüber folgen hier im Mitteluron (bis 15 m) schwarze Glimmer-Feinsandmergel ähnlich den Baculitenmergeln von Barbing. Nur 4 km nordwestlich der Pechmühle werden in der Bohrung Taxöldern die Glimmer-Feinsand-Tone des Mittelurons unten und oben von tonigen Grobarkosen und Geröllsandsteinen abgelöst, die schließlich das ganze Mitteluron bis weit westlich der Naab beherrschen (Jeding). Erst an der Vils südlich von Amberg folgen feinere Glaukonitsandsteine mit kleinen Grobsandrinnen. Im Oberturon bestehen die größten Mächtigkeitsunterschiede. Bis über 100 m mächtige Pflanzensandsteine nimmt der sich nun langsam submarin herausbildende Bodenwöhrer Halbgraben auf. Hohe Kaolinit- und Pollengehalte bei fast fehlenden Glaukoniten und Dinoflagellaten zeigen im unteren Teil die Zurückdrängung des marinen Einflusses, der aber aufgrund der starken Durchwühlung des Sediments doch noch vorhanden ist. Die glaukonitischen „Pflanzentone“ und der Obere Pflanzensandstein sind wieder stärker marin, was auch der Gehalt an Dinoflagellaten zeigt. Der Obere Pflanzensandstein kann aufgrund der darin vorkom-

Abb. 3.4-6 Mächtigkeitsabnahme und Faziesänderung der tiefen Oberkreide (Grünsandstein und Eibrunner Mergel) vom Becken bei Bad Abbach über Regensburg bis zum Rand westlich Amberg und südöstlich Sulzbach. ▷

Der 16 m mächtige Grünsandstein von Bad Abbach geht an der Küste bei Amberg in ein 1 m mächtiges Erzkonglomerat über. Ebenso reduziert sich der Eibrunner Mergel von 6-8 m auf 5-2 m. Die charakteristische Plenus-Bank läßt sich aber fast immer nachweisen; knapp darüber liegt die Grenze Cenoman/Turon, die sich mit Hilfe planktonischer Foraminiferen festlegen läßt. Darunter beweist *Rotalipora cushmani* Obercenoman; sie wurde von H. RISCH auch noch in Ursensollen westlich Amberg gefunden. Über der Plenusbank setzt *Whiteinella archaeocretacea* ein, knapp darüber das Unterturon mit *Präglobotruncana helvetica*. Die Tiefwasserfazies des Eibrunner Mergels wird rasch von den schwammadelreichen, feinstsandigen Kieselkalken der Reinhausener Schichten abgelöst, die gegen N immer tiefer greifen und höhere Teile der Eibrunner Mergel ersetzen.

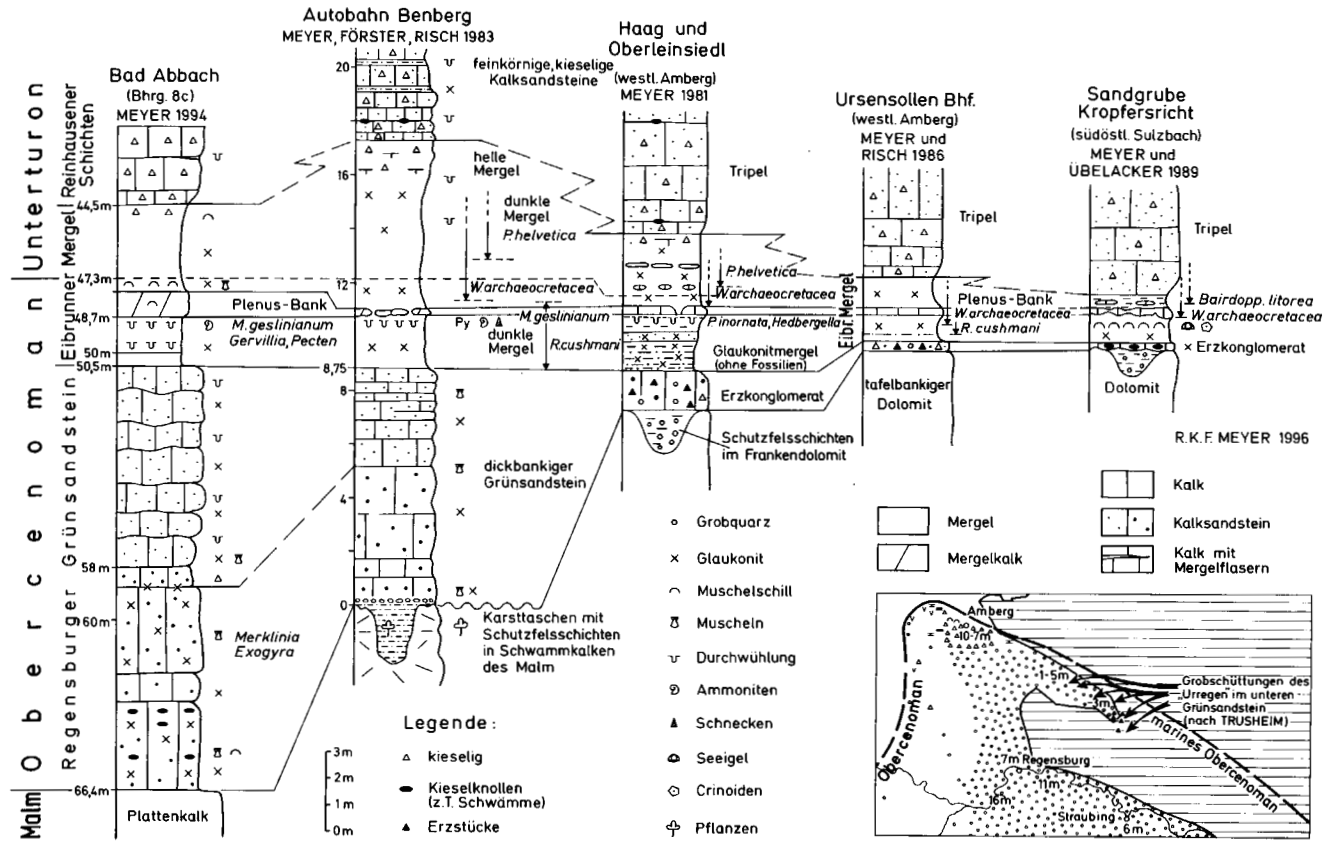


Abb. 3.4-6 Text siehe Seite 123.

menden speziellen Normapolles und der *Chatangiella*-Dinoflagellaten schon ins Coniac gehören.

Die als letztes Schichtglied erhaltenen Cardienmergel (bis 45 m) bringen nochmals vollmarine Verhältnisse mit viel Makro- und Mikrofauna, Dinoflagellaten, hohen Glaukonit- und Illit-Gehalten bei geringen Kaolinit-Werten. Im westlichen Bereich (Jeding) läßt sich durch Ostracoden das Mittel- bis Oberconiac-Alter der Cardienmergel beweisen. Höhere Kreideablagerungen des Santon und Campan, die im Parksteiner Raum nordwestlich von Weiden in terrestrischer Ausbildung erhalten blieben, sind hier der Erosion zum Opfer gefallen. Da die Oberkreide noch bis Roding, dem hintersten Ende der Bodenwöhrer Senke zumindest teilweise marin entwickelt ist, muß eine direkte Meeresverbindung über den Vorderen Bayerischen Wald hinweg zum Straubinger Trog bestanden haben.

3.4.2 Kreide im Untergrund des Molassebeckens (Purbeck bis Campan)

HEINZ JOSEF UNGER & ROLF K. F. MEYER

Die Petrographie, räumliche Verbreitung und zeitliche Einstufung der Kreideablagerungen im Liegenden der mehr oder minder mächtigen Tertiärabfolgen im Molassebecken Bayerns konnten erst durch die intensive Bohrtätigkeit und die mikrofaunistischen Untersuchungen in den vergangenen 40 Jahren geklärt werden. Die abgedeckte Karte des prätertiären Untergrundes gibt einen Überblick über den heutigen Kenntnisstand (Beil. 7).

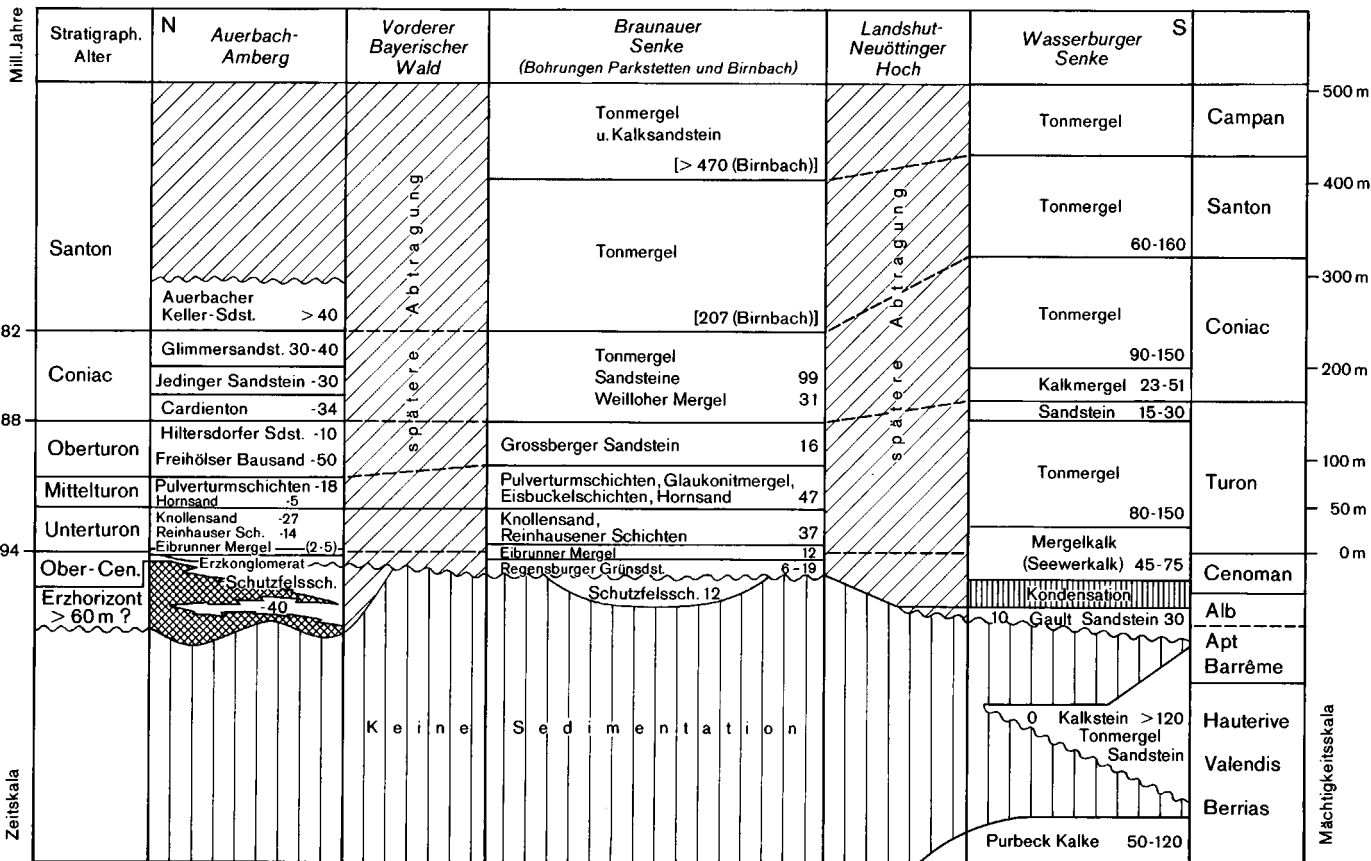
Es zeichnen sich heute zwei getrennte Kreidebecken ab: die **Wasserburger Senke** südwestlich des Landshut-Neuöttinger Hochs mit über 500 m mächtigen unter- und oberkretazischen Sedimenten und der **Braunauer Trog** im N bis NE des Landshut-Neuöttinger Hochs mit einer Oberkreidemächtigkeit von über 1000 m am Donaurandbruch südlich von Deggendorf (Beil. 7). Im Braunauer Trog und seiner nordwestlichen Fortsetzung, der Regensburg-Straubinger Senke, sind bis jetzt keine Unterkreide-Sedimente nachgewiesen.

Die Verteilung von Land und Meer (Abb. 3.4-1) sowie die fazielle Ausbildung der Kreideablagerungen zeigt, daß nördlich der Front des Alpenorogens neben randnahen Sanden Flyschsedimente sowie Tone, Mergel und Kalke tiefmarinen Charakters abgelagert wurden. Neben den Inseln südlich der alpinen Orogen-Front sind zur damaligen Zeit die Rheinische Schwelle und das Böhmisches Massiv die bestimmenden paläogeographischen Elemente.

Die Kreide dauerte von 146 ma v. h. bis 65 ma v. h. Während der Unterkreide zwischen 146 ma v. h. und 97 ma v. h. lagen Teile des zukünftigen Molasse-Bereichs durchgehend trocken, in der Wasserburger Senke (von S bis zum heutigen Landshut-Neuöttinger Abbruch) lösten sich in der Unterkreide Transgressionen und Regressionen, die vom Helvetischen Trog im S ausgingen, ab. Es scheint, daß auf dem Landshuter Hoch keine Unterkreide sedimentiert wurde (s. Kap. 3.4, Beil. 4).

Im Purbeck reichte das Meer noch über das östliche **Landshut-Neuöttinger Hoch**, zog sich aber bald wieder bis weit nach S zurück, so daß erst im unteren Hauterive das Meer wieder bis an das Landshut-Neuöttinger Hoch transgredierte. Sedimente des Barrême bis Unterapt finden sich nur nahe des heutigen Alpennordrandes im südlichsten Teil der Wasserburger Senke in helvetischer Fazies (MÜLLER 1970, 1976).

Tabelle 3.4.-1: Vergleich der Mächtigkeiten der ostbayerischen mit der oberbayerischen Kreide; Mächtigkeitsangaben in Metern; (verändert nach H. LANGE, R. MEYER, H. RISCH 1981)



Ab dem Oberapt, während einer weiteren Transgression von S bis zum Landshut-Neuöttinger Hoch, wurden küstennah Grünsande, die sogenannten **Gaultsande**, sedimentiert. Bei ihnen handelt es sich um Flachwassersedimente mit Geröll- und Schill-Lagen an der Basis in teilweise lagunärer Fazies. An der Basis des Gault-Sandsteines der Bohrung Eigelwald 1 fand J. LUND u. a. *Apteodinium maculatum grande*, eine für das Oberalb sprechende Dinoflagellate; ebenso in den Bohrungen Grucking 1, Hofolding 3 und Moosach 1 und 7. Nördlich des Landshut-Neuöttinger Hochs setzt dagegen der Regensburger Grünsandstein frühestens im Mittelcenoman ein (*Dinopterygium konradense* in Phosphoritlage unter Grünsandstein in Brg. Pfarrkirchen 1). In der Wasserburger Senke wurden die über den Gaultsanden abgelagerten Sedimente, es handelt sich um bioturbate Sandsteine bis Kalksandsteine, infolge einer extrem niedrigen Sedimentationsrate „kondensiert“ (LANGE 1981: 74), während zeitgleich dazu im helvetischen Bereich, ebenfalls z. T. mit „Kondensation“, Mergel, Kalke und Kalksandsteine sedimentiert wurden.

Bereits in der Unterkreide wurden die Sedimente des Jura tektonisch verstellt, teilweise abgetragen und tiefgründig verkarstet. Im unteren Cenoman rückte dann das Meer, während im S starke Absenkung stattfand, von S über den Münchner Raum eventuell bis Neuburg/Donau vor. Gleichzeitig erfolgten von N und NE, überwiegend aus der Böhmisches Masse, starke Schüttungen terrigen-fluviatilen Materials, die sogenannten **Schutzfels-schichten**, die sich weit nach W, SW und S ausbreiteten. Sie haben sich in Karsthohlformen des Jura-Kalkes erhalten. Im oberen Cenoman drang dann das Meer bis in den Regensburger Golf vor. In der Wasserburger Senke bildeten sich pelitische Kalke einer pelagischen Fazies, der sogenannte **Seewer Kalk**. Zeitgleich zur Seewer-Kalk-Sedimentation im S wurden im Braunauer Trog und der Regensburg-Oberpfälzer Bucht glaukonitische Sande, der bioturbate **Regensburger Grünsandstein**, auf dem Schelf unterhalb der Wellenbasis sedimentiert. Gegen Ende der Sedimentation des Regensburger Grünsandsteins sank im oberen Obercenoman dieser Schelf ab, und es schalten sich zunehmend Kalkbänke mit Muschelschill-Lagen in die Sande ein.

Ab dem Obercenoman entstanden im heutigen Ostmolassebereich zwei Becken, deren Ausformung ursächlich auf Bewegungen am Landshut-Neuöttinger Hoch, am Donaurandbruch und am Abbruch des Aidenbach-Griesbacher Hochs zurückgeht. Daraus entwickeln sich, besonders ab dem Coniac, der Braunauer Trog und die Wasserburger Senke (Beil. 7). Auch der äußere Schelf, im heutigen Alpenbereich gelegen, senkte sich damals rasch ab, wobei die heutige Wasserburger Senke zeitweise als „innerer“ Schelf durch eine flache Meereszone, den nordhelvetischen Bereich, vom äußeren Schelf, dem südhelvetischen, getrennt war (s. Kap. 5).

Ab dem Coniac beschleunigte sich die synsedimentäre Absenkung des Braunauer Troges und der Wasserburger Senke (UNGER & SCHWARZMEIER 1982, 1987) gleichzeitig wurde der Bayerische Wald herausgehoben. Dies läßt sich auch anhand mächtiger Kristallinersatzlagen in den Oberkreideabfolgen ab dem Coniac am Nordrand der **Regensburg-Straubinger Senke** nachweisen (Brg. Straubing Th1 und Th2 bis Brg. Unterharthof 1 südlich des Donaurandbruches) (Beil. 7). Der Nordteil des Braunauer Troges soll im höheren Santon bis Campan Wassertiefen bis 1000 m erreicht haben (KORSITZKE 1994: 85 % planktonische Foraminiferen in der Brg. Thanndorf 1 in diesem Bereich).

Im Santon setzten sich die im Coniac begonnenen Bewegungen an den Hauptbewegungslinien offensichtlich verstärkt fort. Im Braunauer Trog wie in der **Wasserburger**

Senke werden nun dunkelbraun- bis dunkelockergraue, schwach bis mäßig sandige Tonmergel mit fein- bis mittelkörnigen Sandzwischenlagen sedimentiert. Die Gesamtmächtigkeit dieser Schichten liegt zwischen 96 m (in der Brg. Straubing Th2) und 369 m (in der Brg. Osterhofen 1). Eine artenarme und individuenreiche Mikrofauna gestattet eine zeitliche Einstufung dieser Sedimente in das Santon.

Im **Braunauer Trog** erreichen die Sedimente des Campan Mächtigkeiten bis zu 470 m. Petrographisch handelt es sich um dunkelockergraue, lagenweise feinsandige Tonmergel mit einzelnen weißgrauen Mittelsand-Zwischenlagen. In Nähe zum Kristallin der Böhmisches Masse schalten sich weiter mächtige Kristallinersatzlagen ein. Eine arten- und individuenreiche Mikrofauna stuft diese Sedimente in das Campan ein. Als höchstes Oberkreide-Schichtglied konnte Unteres Obercampan in der Bohrung Osterhofen 1 im Braunauer Trog nachgewiesen werden. In der Wasserburger Senke sind nur maximal 380 m mächtige Tonmergel des Coniac bis Campan bekannt. Im Unter- bis Obercampan endet nach heutigem Aufschlußstand die Kreidesedimentation in Ostbayern.

3.4.3 Mikrobiostratigraphische Gliederung der Kreide (s. Beil. 4: Fig. 2)

HANS RISCH

Es wurde eine Revision der Mikrofaunen (Foraminiferen, Ostracoden) der nordbayrischen Kreide anhand neuer Ergebnisse (ROBASZYNSKI & CARON 1979) durchgeführt (RISCH 1983). Dabei wurden bisherige stratigraphische Einstufungen größtenteils bestätigt. Änderungen gegenüber der Gliederung und paläogeographischen Interpretation nach TILLMANN (1964 a) ergaben sich lediglich in folgenden Punkten:

1. Bei Mikrofaunen aus den Schutzfelsschichten einschließlich der Amberger Erzformation handelt es sich nachweislich nur um Umlagerungen aus Dogger und Malm. Es treten keine planktonischen Foraminiferen (Rotaliporen oder ähnliches) auf. Damit entfällt der wichtigste Anhaltspunkt für eine marine Entstehung (vgl. auch GROISS in FREYBERG 1976, KLEIN et al. 1979). Da auch der Glaukonitgehalt auf Umlagerung aus dem Oberen Dogger zurückgeführt werden kann, liegt die Schlußfolgerung einer limnofluviatil-terrestrischen Entstehung nahe. Es kann damit aber auch ein Unterkreidealter – neben Mittel- und Unter-Cenoman – der o. a. Sedimente nicht mehr ausgeschlossen werden (vgl. TRUSHEIM 1936).
2. Die Cenoman/Turon-Grenze fällt in den unteren Teil der Eibrunner Mergel (OHMERT 1967). In der Bohrung Barbing 1 ist sie anhand der Mikrofauna ca. 5 m über der Basis der Eibrunner Mergel feststellbar, in der Bohrung Parkstetten 1 (vgl. auch WEISS 1980) ca. 3 m darüber.
3. In der Bohrung Birnbach 1 ergibt sich im unteren Teil eine völlig neue Gliederung. Obercenoman ist zumindest ab 1364,40 m, Unterturon darüber erstmals bei 1358,70 m und Mittelturon erstmals bei 1344,00 m nachweisbar. Dem Regensburger Grünsandstein kommt eine entsprechend größere Mächtigkeit (34,00 m gegenüber bisher 1,30 m) zu (s. Beil. 4: Fig. 2).
4. Die Weilloher Mergel der Bohrung Parkstetten sind nicht – wie noch bei TILLMANN (1964 a) – in das Oberturon, sondern, wie der Cardienton, ebenfalls schon in das Coniac einzustufen (vgl. auch WEIDICH 1987 a).

3.5 Tertiär

3.5.1 Tertiär in Nordwestbayern

HANS RISCH

Gebiete im äußersten NW Bayerns erfuhren im älteren Tertiär eine Absenkung. Sie steht im Zusammenhang mit dem zu dieser Zeit erfolgenden Einbruch des nördlichen Teils des Oberrheintalgrabens und seines Ausläufers in nordöstlicher Richtung, der Hessischen Senke. Der Sedimentationsraum verlagerte sich im Verlauf des Tertiärs weiter nach E.

Seligenstadter Senke, Aschaffener Becken

Zweimal hatten Absenkungen ein Übergreifen des Meeres zur Folge. Danach trat jeweils wieder Aussüßung ein (STREIT & WEINELT 1971, vgl. MARTINI 1990): Vom Mainzer Becken drang das Meer im Mitteloligozän nach E – zunächst in das Hanauer Becken – vor (Rupelton und Schleichsand bzw. am Beckenrand Unterer und Oberer Schleichsand). Im Oberoligozän erfolgte allmählich Aussüßung (brackische Cyrenenmergel und Süßwasserschichten). Eine Absenkung an der Wende Oligozän/Miozän führte erneut zu einer Meeresüberflutung (marine Cerithienschichten des Aquitan). Darauf folgte wieder Aussüßung (brackische Hydrobien-Schichten und brackisch-limnische Landschneckenmergel bzw. als Randfazies die Vilbeler Sande).

Oberpliozäne kalkfreie Sedimente – deutbar als Wechselfolge fluviatiler Sande und Kiese mit limnischen Tonen – stellen die jüngsten tertiären Ablagerungen dar. Daneben sorgte ein feucht-warmes Klima in weiten Teilen für eine tiefgründige Verwitterung und führte zu Rotlehmbildung.

Rhön

Tertiäre Sedimente sind in erster Linie im Bereich der Langen Rhön im Liegenden von Basalten nachgewiesen (ELBORG 1957, CRAMER 1964 d, MARTINI et al. 1994). Sie liegen dort einem Paläorelief von Buntsandstein und Muschelkalk auf. Bekannt sind sie u. a. durch ihre Kohleführung.

An ihrer Basis sind z. T. kaolinitische Verwitterungsreste und Quarzite (des höheren Eozän ? bis tieferen Oligozän) erhalten. Das Alter der darüber folgenden Sedimente ist verschieden. Die ältesten Anteile treten nur bei Sieblos, westlich der Wasserkuppe, auf (MARTINI 1965, 1988). Sie sind gleich alt mit den hessischen Melanientonen und stellen eine brackische Randfazies des marinen Unter- bis Mitteloligozäns des Oberrheintalgrabens dar. Im Bereich der **Langen Rhön**, zwischen Kaltenordheim und Theobaldshof im N und Bischofsheim im S, treten um 100 m mächtige, vorwiegend limnische, z. T. kohleführende sandig-tonige Ablagerungen mit Konglomerat-Zwischenlagen des Oberoligozän bis Mittelmiozän auf. Fossilführende mergelige Horizonte darin (mit Muscheln, Schnecken, Würmern, Ostracoden, Fisch-, Kleinsäuger- und Reptilresten sowie Pflanzen) ordnet MOAYEDPOUR (1977) dem Grenzbereich Aquitan/Burdigal zu („etwas jünger als die Hydrobienschichten des Mainzer Beckens“). Er gliedert die Ablagerungen in die liegenden Escheri-Schichten, die Schafstein-, Kaltenordheim- und die hangenden Sparhof-Schichten. Für das **Braunkohlenvorkommen** von Kühnstein wird ein spätoligozänes bis tiefmiozänes Alter angenommen (MARTINI & ROTHE 1993). Nach KNOBLOCH (1971) und KELBER & GREGOR (1987) reichen sie bis in das Mittelmio-

zän (Badenien). In das Obermiozän wird dann noch eine Tonlinse in der Sandgrube Wollbach bei Bad Neustadt gestellt (KELBER 1980).

Als jüngste tertiäre Ablagerungen kommen im Vorland der Rhön Flußablagerungen des Pliozäns mit *Mammut borsoni* (HAYS) vor. Dazu gehören auch in einer Subrosions-senke bei Kaltensundheim erhaltene Ablagerungen (BÖHME 1992).

Insgesamt verzahnen sich die Sedimente zum Hangenden hin zunehmend mit Tuffen und Laven. Schließlich werden sie von Basalten zugedeckt. Schwerpunktartig gehört der vom höchsten Oligozän bis in das höhere Miozän reichende, dazugehörige **Vulkanismus** in das Untermiozän (LIPPOLT 1982). Er ist Teil des känozoischen Intraplattenvulkanismus Mitteleuropas, dessen nördlicher Bogen sich von der Eifel bis nach Schlesien erstreckt. Seine in mehreren Phasen gebildeten Gesteine sind typisch für die weltweit verbreitete Alkalibasalt-Trachyt-Phonolith-Assoziation: Eine anfängliche, differenzierte alkalibasaltische Lavaserie findet ihren Abschluß in einem vorherrschend explosiven trachytischen Vulkanismus, begleitet u. a. von gewaltigen Ignimbrit-Förderungen, vielfältigen Umlagerungsprozessen und – nach schneller Leerung der Magmakammer(n) – von calderaartigen Einbrüchen. Daran schließt sich eine länger andauernde bedeutende Erosionsphase an, während der die Vulkankomplexe vollständig erodiert werden. Es bleiben lediglich einige, z. T. sehr mächtige Vorkommen fluviatiler vulkaniklastischer Förder- und Umlagerungsprodukte übrig, die mit der Anreicherung von Grundgebirgsklasten Hinweise auf krustale Magmakammerlage(n) liefern. Als Abschluß der magmatischen Entwicklung werden nacherosiv Olivinnephelinite und Basanite gefördert, primitive Magmen, die relativ schnell – ohne Verweildauer in krustalen Magmakammern – bis zur oder nahe an die Oberfläche aufgestiegen sind. Beispiele für eine ähnliche Entwicklung stellen Gran Canaria und Hawai dar (EHRENBERG & HICKE-THIER 1994). Der Basalt im Liegenden der phytostatigraphisch in das „Tief-Miozän“ eingestuften Braunkohle lieferte ein Alter von 20 und 21 ma. Seine entweder subeffusive (BÜTTNER 1987) oder doch eher intrusive (BAUMHAUER 1990) Platznahme erscheint noch nicht gänzlich geklärt.

An den Vulkanismus schließt sich die **Aufwölbung** des Rhöngebietes um mehrere hundert Meter an. Sie dauerte bis in das Pleistozän. Pliopleistozäne Verwitterung und Abtragung haben das heutige Relief herauspräpariert. Für ein zu verzeichnendes Jüngerwerden der Sedimentvorkommen von W nach E werden in östlicher Richtung fortschreitende, diskontinuierlich – variierenden Meeresspiegelständen entsprechend (EISSMANN 1985) – verlaufende Subrosionsvorgänge als Erklärungsmöglichkeit in Betracht gezogen.

3.5.2 Tertiär in Nordostbayern

ROLF K. F. MEYER

Urnaab-Tertiär

Nach einer langen flächenhaften Abtragung im Alttertiär kam es im älteren Miozän durch ruckartige Absenkung im Molassebecken zur raschen linienhaften Einschneidung im sich relativ hebenden ostbayerischen Gebiet. Es entwickelte sich im Vorland

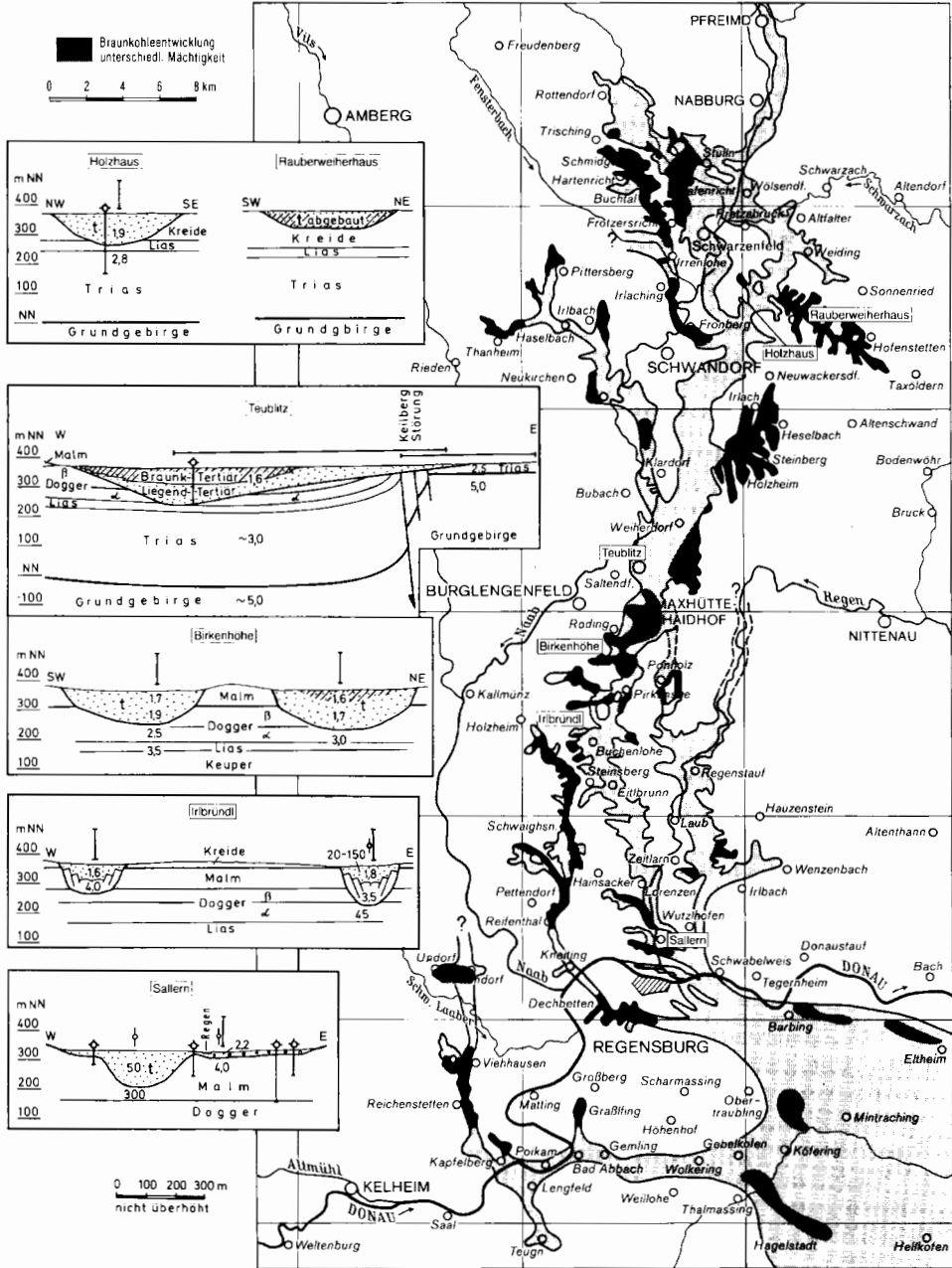


Abb. 3.5-1 Miozänes Urnaabsystem (Übersicht) mit Querprofilen.

des Alten Gebirges das weitverzweigte Urnaab-Rinnensystem (TILLMANN 1964 b). Es läßt sich heute über 60 km Längserstreckung von Pfreimd im N bis nach Regensburg im S verfolgen, wo es trichterartig in eine Randbucht des Molassebeckens einmündet (Abb. 3.5-1). Der Ursprung dieses großen Flußsystems wird im Tertiär südöstlich des Fichtelgebirges vermutet; der verbindende Abschnitt über die Weidener Bucht hinweg ist jedoch heute abgetragen. Das übrige Rinnensystem ist erhalten, da es rasch wieder in vielen zyklischen Schüttungen mit bis über 100 m mächtigen Kiesen, Sanden und Tonen des Jungtertiärs aufgefüllt wurde. Zu Beginn entstanden im südlichen Teil des Rinnensystems in Staeseen auch schneckenreiche Süßwasserkalke und Mergel. In den schnell verlandenden Seitenästen bildeten sich bei subtropischem Klima große Braunkohlen-Sümpfe aus. Da die Kohlen seitlich in Tone und Sande übergehen, ist die Trennung in Liegend-Tertiär, Braunkohlentertiär und Hangend-Tertiär, wie sie H. TILLMANN vornimmt, kaum durchzuhalten, insbesondere nicht in der kohlefreien Hauptrinne. Während die Kohlen heute weitgehend abgebaut sind, stellen die feuerfesten, kaolinitischen Tone einen sehr wertvollen Rohstoff dar.

Rinnenverlauf: Durch langjährige geophysikalische Messungen von K. BADER und H. BRUNOLD konnte nun der durch Kartierungen und Bohrungen nur ungefähr bekannte Verlauf der tiefen Rinnen genau festgelegt werden.

Nördlich von Pfreimd liegt der alte Talboden über der heutigen Naab. Erst südlich davon sind noch bis 30 m mächtige tertiäre Sande und Tone unter dem breiten Naabtal erhalten. Nördlich von Wölsendorf und in Schwarzenfeld durchbricht die heutige Naab in einem engen Felsental das Grundgebirge. Das Urnaabtal bog dagegen zunächst über Stulln nach W aus (dort schon über 70 m mächtiges Tertiär), um dann im Rotliegend-Graben von Schmidgaden wieder nach E zu schwenken und die heutige Naab unterquerend über Wölsendorf und Weiding nach S zu ziehen. Südlich der Pfahlstörung ist das über 100 m tiefe Urnaabtal in der weiten Kreide-Senke nur anhand sumpfiger, weiherefüllter Niederungen zu erkennen, die gegen Wackersdorf hinziehen. Unmittelbar südlich des Pfahles zweigt davon der braunkohlenreiche Seitenast des Rauberweiher ab, der sich 8 km weit fiederblattartig in die Kreidesandsteine eingeschnitten hat. Heute ist die Braunkohle ausgebeutet (bis 1983), und das seenerfüllte Tal zeigt fast wieder seinen ursprünglichen Zustand.

Nordöstlich von Schwandorf an der Autobahneinfahrt bei Fronberg mündet ein westlicher Ast der Hauptrinne ein, der eventuell von einem etwas älteren Urnaab-Lauf stammt:

Er zweigt nördlich von Schwarzenfeld ab und führt unter dem Naab-Quartär direkt nach S. Unmittelbar südlich dieser Einmündung folgt im W die braunkohlenreiche Seitenrinne von Fronberg-Prissath. Die Hauptrinne zieht dann zwischen den Doggerhöhen von Schwandorf und Wackersdorf hindurch in die breite Ausräumungssenke der Trias südlich von Schwandorf. Dort liegt das über 100 m mächtige sandig-tonige Tertiär z. T. wieder unter Naabkies. Östlich von Klardorf mündet das traubenartig verzweigte Seitentalsystem von Steinberg-Wackersdorf, das die besten Braunkohlen enthielt. Westlich von Klardorf konnte der Mündungsast der Seitenrinne Thanheim-Haselbach-Göggelbach nun durch geophysikalische Messungen unter der Naab nachgewiesen werden; sie vereinigt sich erst nördlich von Teublitz mit der Hauptrinne. Hier liegt unter der ganzen weiten Naabniederung Tertiär, das mit abnehmender Mächtigkeit auch auf das Grundgebirge im E übergreift und dort die begehrten Tonvorkommen (Auhofweiher, Weiherdorf) enthält.

Bei Teublitz verläßt die Urnaab wieder das heutige Naabtal und zieht direkt nach S in den Jura Richtung Maxhütte-Pirkensee. In den härteren Jura-Schichten verengt sich das Tal, hat aber zahlreiche Seitenäste und Verzweigungen. Neben wertvollen Tonen (Rohrhof) liegen hier merkwürdigerweise auch etwas Braunkohlen in der Hauptrinne. Bei Irlbründl sind wahrscheinlich Malmkalkschollen auf dem Ornatenton abgerutscht und haben das Tal z. T. versperrt. Ab hier beginnt der enge über 100 m tiefe Cañon in den Massenkalken des Malm, der z. T. nur 100–200 m breit ist (Sallern.-N). Er mündet am Ostrand des Reinhausener Galgenberges zusammen mit der von N kommenden Urregen-Rinne in die Randbucht des Molassebeckens bei Regensburg. Der Boden des Urnaabtales fällt im Bereich der Pfahlstörung beim Übertritt vom Kristallin in die weichen Kreidesandsteine um fast 40 m auf nur 3 km Entfernung. Bei Schwandorf ist dann mit 250 m ü. NN schon fast der Tiefpunkt der Rinne erreicht, die sich bis Regensburg über 35 km kaum mehr absenkt. Vielleicht haben schwache junge Hebungen am Donaurandbruch das ehemalige Gefälle eliminiert.

Hauptrinne Schwarzenfeld-Wackersdorf-W: Sie wurde gefüllt mit über 100 m mächtigen, sehr hellen, grobkörnigen, feldspathaltigen Quarzsanden, die mit feinen Sanden und glimmerhaltigen, z. T. sandigen Tonen abwechseln. Die zahlreichen Schüttungszyklen lassen keine durchgehende Großgliederung erkennen, wie sie in den Seitenrinnen mit der Einschaltung der Braunkohlen gegeben ist. Im höchsten Teil der randnahen Hauptrinne nehmen die Tone zu und werden z. B. südöstlich von Schwandorf in über 12 m Mächtigkeit abgebaut.

Braunkohlen-Seitenrinne Rauberweiher (s. MEYER 1993 a): In der 7,5 km langen und bis 65 m tiefen Rauberweiher-Rinne setzt das bis 18 m mächtige Oberflöz erst östlich des Murner Weihers ein. Dagegen verringerte sich das Unterflöz unter dem Hauptzwischenmittel kontinuierlich nach E und ging in Kohletone über, mit den typischen weißen Diatomeen-Kohlen an der Obergrenze. Unter- und Oberflöz erreichten zusammen maximal 40 m Mächtigkeit; darunter lag nur wenig grüner Liegendton, der nur im SE answoll und das Unterflöz z. T. vertrat. Das sandige Hangendtertiär (Quarz-Feldspatsande und Tone) blieb meist unter 10 m Mächtigkeit, nur gelegentlich schnitt es in bis über 30 m tiefen Rinnen bis in die Kohlen des Unterflözes ein (Mühlweiher, Nieß). Heute ist die ganze Rauberweiher-Rinne ausgekohlt und mit Wasser gefüllt.

Braunkohlen-Seitenrinne Prissath-Fronberg-Irrenlohe-Buchtal: Parallel zur Hauptrinne von Schwarzenfeld zieht eine schmale Braunkohlenrinne weit nach N bis Schmidgaden. Diese Rinne ist durch zahlreiche Bohrungen gut untersucht. Das Querprofil von TILLMANN (1964 b) am Südausgang bei Prissath ([Abb. 3.5-2 unten](#)) zeigt die Gliederung der bis 100 m mächtigen Sedimentfolge. Dabei zeichnet H. TILLMANN unten noch eine Schürze aus bis 20 m mächtigem Liegendtertiär: Es sind grüne Tone, Tonsande und Sande, die zum Rande hin zunehmend von Sandsteinbrocken durchsetzt sind. Darüber liegt das bis 60 m, in der Bohrung B 43 gar 72 m mächtige Braunkohlentertiär: Es gliedert sich in ein bis über 10 m mächtiges Unterflöz und schwache Nebenflöze und wird von kohleführenden Tonen unterlagert (insgesamt bis 35 m); dann folgt das tonig-sandige Hauptzwischenmittel (HZM) bis 10 m und schließlich die Oberflözgruppe: Tone, Kohletone mit nur schwachen Braunkohleflözen (bis 25 m mächtig). Das Braunkohlentertiär wird zum Rand hin immer schwächer unter Ausdünnen und Auslaufen der Kohlelagen und der Zwischenmittel. Insgesamt lagert die Kohle infolge stärkerer Setzung des mächtigen Zentrums muldenförmig. Das bis zu 20 m mächtige, rinnenförmig diskordant auflagernde Hangendtertiär besteht aus weißen Feinsand-To-

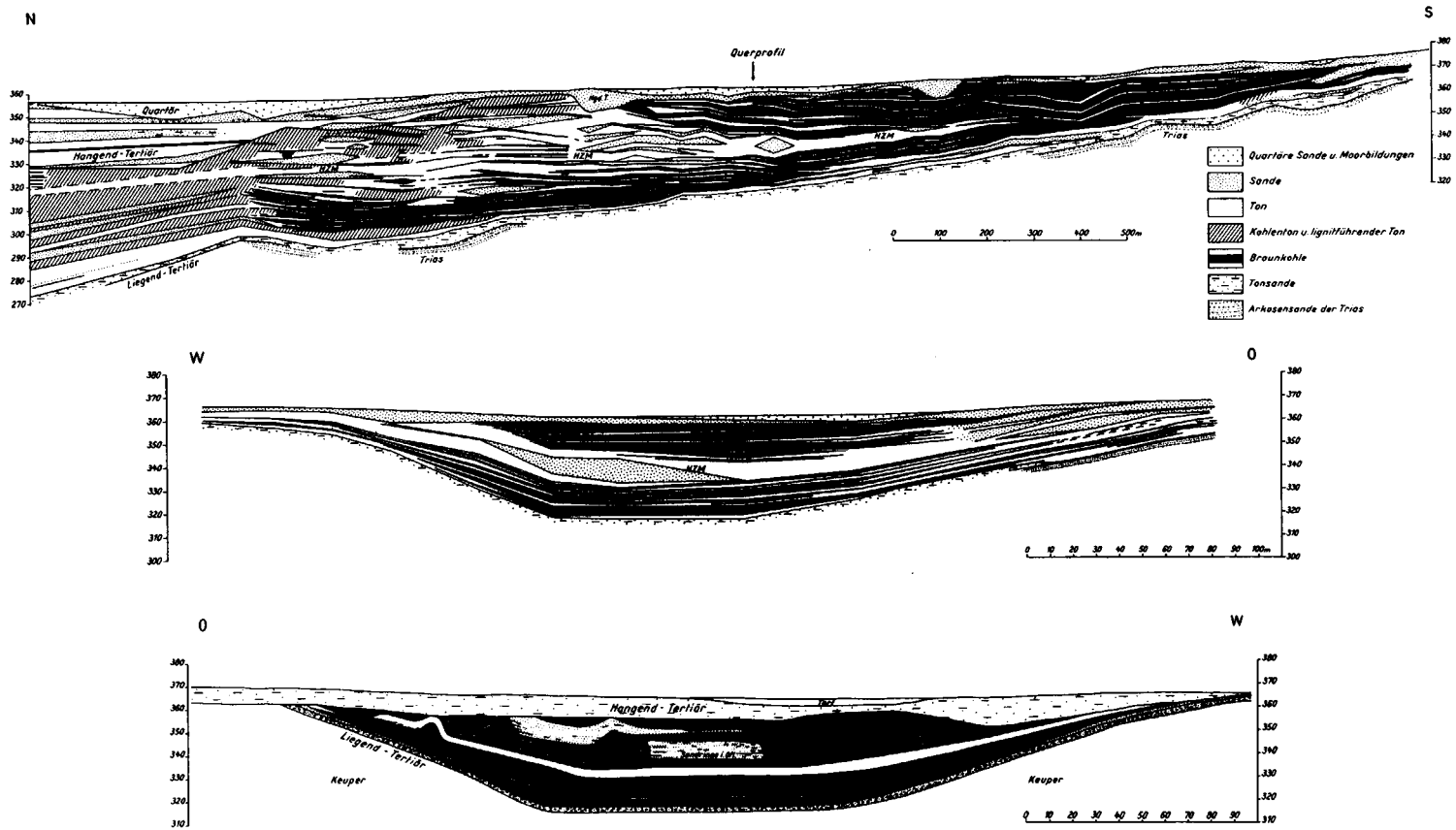
nen, Tonsanden und fein- bis mittelkörnigen Sanden. Die Braunkohlen und wertvollen Tone lassen sich bis nach Buchtal und Schmidgaden über 15 km verfolgen. Nur bei Irrenlohe versandet die Rinne, hier mündet eine heute weitgehend erodierte Seitenrinne von Amberg her.

Braunkohlen-Seitenrinne Oder-Wackersdorf (s. MEYER im Druck) (**Abb. 3.5-2 Mitte u. oben**): Die wertvollsten Braunkohlen lagen südlich Wackersdorf im Nordfeld, im Westfeld und in der Oswald-Mulde. Im Unterflöz des Westfeldes wurden Reste von Säugetieren (*Dorcatherium* = Hirschferkel), Krokodilen, Schildkröten und Fischen gefunden (GREGOR et al. 1989).

Der Kräherweiher-Seitenast greift am weitesten nach S (**Abb. 3.5-2 oben**). Unmittelbar westlich davon am Ausgang in die Hauptrinne liegen die feuerfesten Tone der Grube Ruhland. Im fast 20 km langen Seitenast von Göggelbach–Haselbach liegen besonders am Ende bei Thanheim und Breitbrunn noch nicht abgebaute Braunkohlen. Abgebaut ist dagegen die Kohle der Matthiaszeche westlich Schwandorf. Am Süden der Matthias-Zeche konnte anhand neuer Bohrungen ein Querprofil erstellt werden (MEYER im Druck). An der Basis der Kohlen fanden sich in der Bohrung P 27 Süßwasserschnecken (*Radix socialis*).

Hauptrinne südlich Teublitz: Unmittelbar nördlich Maxhütte gibt die Tongrube Didiér Einblicke in die oberen, stark tonigen Tertiärschichten der Hauptrinne: Unter einer 5 m mächtigen Sanddecke liegen etwa 25 m hellgraue Tone mit mehreren 20–30 m breiten und 2–3 m dicken N-S-verlaufenden Feinsand-Rinnen; vor allem oben schalten sich 0,5–1 m starke Braunkohlenlagen ein. Darunter folgen wieder > 10 m mächtig Tone, die nach unten sandiger werden mit einem dünnen Braunkohleflöz an der Gruben-Sohle. Gegen W zum Rinnenzentrum hin werden die Tone ebenfalls sandiger und die Kohlelagen nehmen ab. Die Ton-Braunkohlenfazies reicht nach der unmittelbar nördlich davon gelegenen Bohrung Burglengenfeld 1 bis in 56 m Teufe. Darunter folgen bis zum Rinnenboden in 119,5 m Teufe nur grobkörnige, feldspathaltige Sandsteine mit einzelnen dünnen Tonzwischenlagen (Schwer- und Tonminerale s. DILL 1991).

Unmittelbar westlich Maxhütte am Westrand der Hauptrinne liegt die ausgebeutete Zeche Austria. Südlich davon folgen die großen Tongruben Rohrhof I + II der Oberpfälzischen Schamottwerke. Sie erschließen nach KROMER (1978) eine etwa 40 m mächtige Tonsedimentfolge von keramischen, feuerfesten und hochfeuerfesten Tonen. Die Sedimentschichten finden ihre Fortsetzung nach NW in die inzwischen ausgebeutete Grube Austria. Die Sedimente liegen in diesem Gebiet nahezu ungestört horizontal. Das Hangende bilden Schotter, Kiese und Sande von mehreren Metern Mächtigkeit. Unmittelbar unter dem Abraum lagern zwei sogenannte „Obertone“, die wahrscheinlich Ablagerungen des Hangendtertiärs darstellen. Es folgen unter einer Kohle- und Kieselgurschicht, unmittelbar unter einem tonig-schiefrig-lignitischen Zwischenmittel der bekannte Hochfeuerfest-Ton VI, dem sich, eingebettet zwischen zwei geringmächtige Kohleflözchen, die sogenannte „Weiße Lasse“ anschließt. Sie gilt als typischer Leithorizont und ist über den gesamten Grubenbereich bis in die Grube Austria zu verfolgen (HZM). In der weiteren Schichtenfolge liegen unter einem 2–3 m mächtigen Kohlehorizont die feuerfesten und hochfeuerfesten Tone XII und XIII, beide jeweils durch geringmächtige Kohleflöze in eine Ober- und Unterschicht getrennt. Nach etwa 1,5–3 m mächtigen, kohligem Letten steht im Liegenden des Lagers der graue XVIer-



Tertiär

Abb. 3.5-2 Typische Braunkohlen-Profile.

Oben: Längsprofil Steinberg-Kräherweiher mit nach N auslaufender Kohle.

Mitte: Querprofil Wackersdorf-Westfeld mit Faltung durch Sackung und Rutschung.

Unten: Querprofil Prissath nordöstlich Schwandorf (nach TILLMANN 1964: Abb. 31-33).

Ein Sammelprofil des gesamten Rohrhofer Tertiärs gab TILLMANN (1964 b). Das tonige, nach unten sandige Liegendtertiär wird hier mit 120–140 m außerordentlich mächtig; dabei ist aber die Grenze zum Braunkohlentertiär unscharf, da oben noch dünne Kohleflöze im Ton auftreten.

Flora und Fauna der Braunkohlensümpfe und ihrer Umgebung: Die vor allem in den sandigen Zwischenmitteln der Braunkohlen gefundenen Blatt-, Frucht- und Holzreste, sowie die Pollen und Sporen lassen auf eine reiche Sumpfwald-Vegetation bei subtropisch-feuchtem Klima (Virginia-Typ) schließen. Die Sumpfwälder (insbesondere chinesische Wasserkiefer) gingen in Busch- und Riedmoore an Seen und Tümpeln über. Hangaufwärts folgten Lorbeerwälder und Zimtwälder, wie sie heute in Südostasien vorkommen (JUNG et al. 1971, GREGOR et al. 1989).

Auch die Pollen und Sporen sprechen nach den Untersuchungen von K. J. MEYER für Verlandungszonen mit z.T. allochthonem Einschlag der umgebenden Sumpf- und Bruchwälder: *Glyptostrobus* (Wasserkiefer), *Myrica* (Gagel) *Alnus* (Erle), *Lythracea* (Weidrich-Verwandte), Farn usw. und auch Trockenwälder. Die Dorcatherien (Hirschferkel) und die Pollenfloren sprechen für oberes Untermiozän (Karpf).

Knochenreste sind durch die sauren Braunkohlenwässer meist aufgelöst. Nur die Rinnen auf den Jurakalken westlich von Regensburg haben mehr Tierreste geliefert. Es sind Funde in den Tonen des Bahneinschnittes von Undorf-Nittendorf, in der Braunkohle von Viehhausen und im Zwischenmittel von Dechbetten gemacht worden. Die erhaltene Fauna reicht nach WAPPENSCHMITT (1936) von reinen Wasserbewohnern (Fische) über Vertreter versumpfter Flußniederungen (Reiher, Schildkröte, Krokodil, Biber), feuchter Waldgebiete (Schwein), trockener Wälder (Marder, Eichhorn, Hase, Hirsch) bis zu echten Steppenbewohnern (Pferd, Antilope). Dieses vielfältige Nebeneinander wurde durch ein subtropisch-feuchtes Klima und vor allem durch unterschiedliche Standortbedingungen verursacht, die sich aus den bis 300 m reichenden Höhenunterschieden des Talsystems und dem verschiedenen Gesteinsuntergrund (Kristallin bis Kreide) ergaben.

Ausklang des Tertiärs: Dieses tiefe Talsystem wurde gegen Ende des Miozäns vollkommen aufgefüllt, und es greifen Sand und Ton auch auf die Albhochfläche über (Deglhof nordöstlich Schmidmühlen). Dort, zwischen Burglengenfeld und Schmidmühlen, haben sich auch verkieselte Süßwasserkalke mit zahlreichen Pflanzenabdrücken (Palmen) und Süßwasserschnecken erhalten. Ab dem Pliozän beginnt schließlich die langsame Eintiefung, die mit hochgelegenen Quarz-(Lydit)-Schottern (z. B. westlich Maxhütte und bei Nittendorf bis in den Frauenforst nordöstlich Kelheim) dokumentiert ist. Im Quartär gräbt sich die Naab dann rasch ihr neues Engtal durch das Naabgebirge und den Kallmünzer Jura, dort weitab von ihrem alten tertiären Lauf.

Tertiäre Sedimente im Fichtelgebirge und im Oberpfälzer Wald (JOHANN ROHRMÜLLER)

In südwestlicher Fortsetzung des Egergrabens sind im südlichen Fichtelgebirge und im nördlichen Oberpfälzer Wald tertiäre Sedimentablagerungen verbreitet. Sie stellen in diesem Raum Reste einer ursprünglich weiter verbreiteten tertiären Sedimentbedeckung dar. Aufgrund der variierenden Sedimentzusammensetzung ist von einem sowohl zeitlich als auch räumlich sich rasch ändernden Sedimentationsraum auszugehen. Die Ablagerung der bis über 100 m mächtigen Tone, Schluffe, Sande und Kiese erfolgte in kleinräumige Rinnen und Becken, vereinzelt sind Braunkohleflöze

eingelagert (z. B. Seußen, Schirnding). Die Ablagerung erfolgte vermutlich im Zeitraum Oberoligozän bis Obermiozän über meist tiefgründig chemisch verwittertem Untergrund aus Metasedimenten und Granitoiden. Die heutige Verbreitung beruht auf differentiellen Absenkungs- und Hebungsvorgängen einzelner Schollensegmente im Oligozän und Miozän (Egergrabenbildung) sowie möglicherweise noch im Pleistozän.

3.5.3 Ries

HERMANN SCHMIDT-KALER

Die wohl außergewöhnlichste Struktur auf der Geologischen Karte von Bayern ist der kreisrunde Kessel des Rieses; mit einem Durchmesser von 25 km durchbricht er den langgestreckten Zug der Schwäbisch-Fränkischen Alb. Außergewöhnlich ist auch seine Entstehung, wie wir heute wissen, durch den Einschlag (**Impakt**) eines Großmeteoriten (Asteroiden) im Jungtertiär. Die auffällige Erscheinung des Rieses und seine rätselhaften Gesteine sowie deren Lagerungsweise haben fast zwei Jahrhunderte hindurch Generationen von Forschern beschäftigt. Dabei wurden verschiedene Erklärungsversuche gegeben; diese meist auf vulkanischen Kräften begründeten Entstehungshypothesen sind bei HÜTTNER (1974) besonders ausführlich zusammengestellt. Die moderne Phase der Riesforschung begann 1961 mit der Entdeckung einer neuen Hochdruckmodifikation des Quarzes (Coesit) durch E. M. SHOEMAKER & E. C. T. CHAO. Bald wurden noch weitere Mineralumwandlungen entdeckt, die nur unter sehr hohen Drücken und Temperaturen entstanden sein können, wie sie nur beim Einschlag von großen **Meteoriten** entstehen, die mit kosmischer Geschwindigkeit auf die Erdoberfläche aufschlagen. Eine derartige Entstehung (Meteoriten-Theorie) gilt heute für das Ries als gesichert, wenn auch in Detailfragen des Auswurfmechanismus unterschiedliche Darstellungen gegeben werden. Die neuen Forschungsergebnisse sind in einer Vielzahl von Publikationen niedergelegt (zusammenfassende Darstellungen in den Bänden 61, 72, 75, 76 der *Geologica Bavarica*, herausgegeben vom Bayer. Geol. L.-Amt). Nach allen neueren Befunden hat sich diese gewaltige Katastrophe vor rund 15 Millionen Jahren etwa in der in **Abbildung 3.5-3** dargestellten Weise innerhalb weniger Minuten abgespielt. Das Ergebnis war die Umwandlung einer reich belebten jungtertiären Landschaft in ein Trümmerfeld mit einem bis 500 m tiefen, offenen Krater. In ihm bildete sich anschließend (wie auch im gleichzeitig entstandenen Steinheimer Becken) ein meist flacher und zeitweise salzhaltiger See. An seinen Rändern kam es zur Bildung von fossilreichen Kalken. Die **Beckenfüllung** selbst besteht vorwiegend aus bituminösen Tonen mit Einschaltungen von Braunkohleflözen, nur an der Basis aus Konglomeraten und Sanden. Im Laufe der Zeit füllten diese Seesedimente den gesamten Krater auf, doch schon im jüngsten Tertiär (Pliozän) begann die Abtragung. Vor allem der höhere Teil der weichen Tone im Riesessel sowie der größte Teil der ausgeworfenen **Trümmernmassen** auf dem Alvorland im N wurden ausgeräumt. Damit entstand allmählich das heutige Bild des Riesbeckens (**Abb. 3.5-4**).

Östlich des Rieses verschütteten die Trümmernmassen die von N kommende Flußrinne des präriesischen Urains und stauten dadurch den Rezat-Altstuhl-See auf. Reste seiner Füllung sind zwischen Treuchtlingen und Georgensmünd erhalten (Sande, Tone und fossilreiche Süßwasserkalke). Die Flußgeschichte des postriesischen Urains beginnt im Pliozän mit den lyditführenden Monheimer Höhengsanden und den nachfolgenden Hochflächen- und Hochschottern (**weitere Entwicklung s. Kap. 6**).

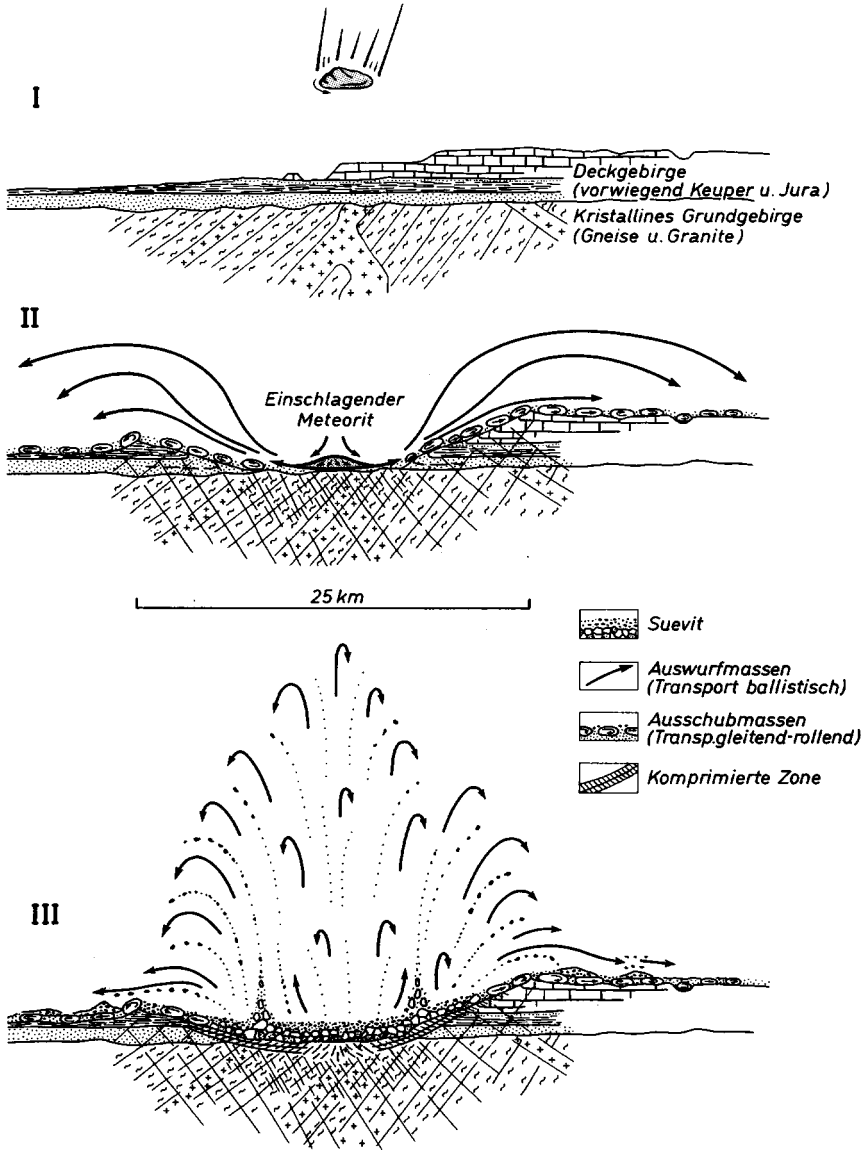


Abb. 3.5-3 Vorgang der Kraterbildung des Nördlinger Rieses, ergänzt nach CHAO (1977).

- I. Auftreffen eines km-großen Steinmeteoriten mit einer Einschlaggeschwindigkeit von etwa 15 km/sec auf den Bereich des Albtraufs vor 14,8 Millionen Jahren.
- II. Durchschlagen des bis 600 m mächtigen Deckgebirges, dabei Komprimierung des kosmischen Körpers, Erzeugung von kurzfristig bestehenden enorm hohen Drücken und flaches Auswerfen mit Ausschleiben der zertrümmerten Gesteine (Bunte Trümmernmassen) bis 40 km weit in das Umland. Noch bevor der Auswurfvorgang beendet ist, gleiten große Gesteinsschollen vom Kraterstand nach innen.
- III. Verdampfen des Meteorits beim Eindringen in das Grundgebirge, Komprimierung und teilweises Aufschmelzen der Gesteine des kristallinen Grundgebirges im Zentralteil des Kraters. Auswurf dieses Materials durch eine Rückfederbewegung und Gasexplosion steil nach oben sowie Rückfall in den Krater und seine nähere Umgebung als Suevit.

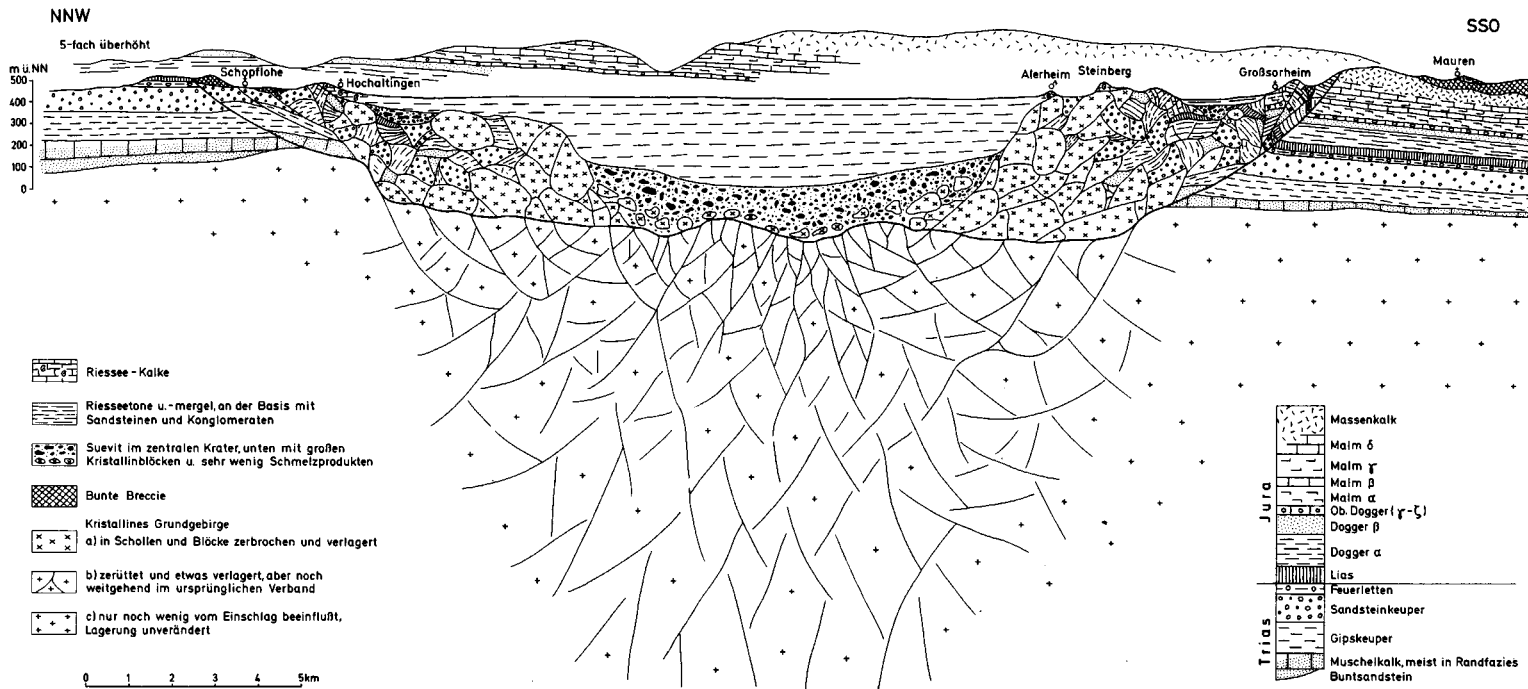


Abb. 3.5-4 Heutiger Zustand des Ries-Meteoriten-Kraters (leicht verändert nach HÜTTNER 1974). Der Krater ist bis etwa 750 m in die ehemalige jungtertiäre Landschaft (im Hintergrund angedeutet) eingetieft. Darunter ist das kristalline Grundgebirge bis mehrere Kilometer Tiefe in abnehmender Intensität zertrümmert und zerrüttet, aber praktisch noch im ursprünglichen Verband. Die Trümmermassen-Decke im Albvorland ist abgetragen, ebenso ein guter Teil der ehemals höher reichenden Seesedimente, vor allem der weichen Beckentone. Überhöhung 5-fach.

Tertiär

3.5.4 Tertiärer Vulkanismus

WOLF-DIETRICH OTT

In Bayern treten Vulkanite in Nordbayern und sporadisch in einzelnen Abschnitten der Alpen auf (bezüglich vulkanischer Ablagerungen in der Molasse s. Kap. 4). Die Basalte und Tuffe in Nordbayern sind räumlich an die (NW–SE/NE–SW-gerichteten) tertiären Senkungs- und Bruchzonen gebunden.

In der **Rhön** (vgl. Kap. 3.5.1), dem Hauptverbreitungsgebiet, ist aus zahlreichen Spalten und Schloten basaltisches Material an die Oberfläche aufgedrungen. Die Eruptionsfolge begann in einem limnisch-fluviatilen Milieu im Miozän (Helvet) mit der Förderung von Tuffen, denen olivinbasaltische Laven folgten, die sich über die ganze Rhön ergossen. Die stärker basischen Haupteruptionen wurden durch Förderung von Hornblendebasalt eingeleitet. Großflächig sind Basanite über die südliche, mittlere und östliche Rhön, als kleine Einschaltungen Limburgite über das ganze Gebiet verbreitet. Die phonolithischen Tephrite der kuppenreichen Nordrhön gehören bereits zur Spätphase der vulkanischen Tätigkeit. Melanokrate Olivinnephelinite bilden als letzte Lavenförderung in der Rhön mächtige Durchbrüche und Deckenergüsse. Als letzte Ausklänge des aktiven Vulkanismus, der im Unterpliozän endete, treten zahlreiche Säuerlinge aus, die in verschiedenen Bädern wie Bad Bocklett, Bad Brückenau und Bad Kissingen genutzt werden.

Die Spuren vulkanischer Tätigkeit im Tertiär lassen sich nach SW in den **Spessart** und den nördlichen **Odenwald** verfolgen. Hier sind die Eruptiva ebenfalls an NW–SE–SW–NE-streichende Störungszonen gebunden. Ihre Vorkommen sind klein. Als Beispiele sind der Phonolith in der Rückersbacher Schlucht bei Kleinostheim, die deckenförmigen Ergüsse des Untermain-Trapps (Olivinbasalt) zwischen Alzenau und Seligenstadt sowie die lagergangförmigen Vorkommen von Hornblendebasalt und Basanit südlich Großostheim und Großwallstadt zu erwähnen.

Die Vulkanite des **Fichtelgebirges** und der nördlichen **Oberpfalz** sind als Ausläufer des nordböhmischen Basaltvulkanismus anzusehen. Die Magmenförderung setzte vermutlich im Miozän ein. Feldspatbasalte, Nephelinbasalte oder Olivinnephelinite und nephelinführende Feldspatbasalte wurden gefördert. Das Hauptverbreitungsgebiet bildet das Dreieck Marktredwitz, Waldsassen und Wiesau mit dem großen Teichelberg. Weitere markante Vorkommen sind der Rauhe Kulm (Neustadt) und der Parkstein (Weiden). Als postvulkanische Erscheinung dauert die Kohlensäureförderung bis heute an (z. B. bei Kondrau).

Im Gebiet zwischen Rhön, Spessart und Fichtelgebirge sind tertiäre Vulkanite nur in kleinen Einzelvorkommen, so nordwestlich Kulmbach, nordwestlich Coburg, bei Oberleinleiter, östlich Bamberg und in zahlreichen Gängen der **Heldburger-Gangschar** anzutreffen.

4 Gesteinsfolge des Molassebeckens und der inneralpinen Tertiärbecken

4.1 Allgemeiner Überblick

KLAUS SCHWERD, GERHARD DOPPLER & HEINZ JOSEF UNGER

Das Molassebecken erstreckt sich mit etwa 1000 km Länge vor der Alpenfront vom Raum Chambéry südwestlich des Genfer Sees über das Alpenvorland der Schweiz, Deutschlands und Österreichs bis zum Ostende der Alpen. Nach SW steht es mit dem französischen Rhônebecken, nach E mit dem Vorlandbecken der Westkarpaten und dem Pannonischen Becken in geodynamischer Verbindung.

In Bayern erreicht die Molassezone übertage bis etwa 130 km Breite. Nach N keilen die Molasseschichten zwischen Ulm und Regensburg erosiv über Jurakalken und lokal Kreideschichten der Schwäbisch-Fränkischen Alb aus. Östlich anschließend grenzen sie z. T. tektonisch an das Kristallin der Böhmisches Masse. Die Südgrenze der Molassezone liegt übertage im Raum zwischen Wertach und Traunsee ungefähr im Bereich des morphologischen Alpenrandes. Westlich der Wertach werden auch noch die nördlichsten Alpenketten von Molassesedimenten aufgebaut (Allgäuer Nagelfluhketten). Im Untergrund dagegen ziehen autochthone Molassesedimente, tief unter den alpidischen Decken begraben, wesentlich weiter nach S (s. Prof. A-A', Beil. 6: Prof. 3, 5). Ihre sicherlich tektonisch bedingte Südgrenze wird einige Zehnerkilometer südlich der Alpenfront vermutet (z. B. MÜLLER 1984).

Das Molassebecken entstand im Tertiär als asymmetrisches orogenes Vorlandbecken der Alpen infolge der Kollision der afrikanisch-adriatischen und der europäischen Kontinentplatte, die bereits seit der mittleren Kreide aufeinander zuwanderten (s. Kap. 7.4). Der bei dieser Kontinentkollision durch Krustenabscherung angelegte orogene Deckenstapel der werdenden Alpen rückte unter weiterem Anwachsen im Laufe des Tertiärs gegen sein nördliches Vorland vor. Durch die so entstandene, sich ständig vergrößernde tektonische und im folgenden auch sedimentäre Auflast wurde die Kruste vor der Front des mächtigen, mobilen Orogenkeiles nach N ausgreifend flexurartig zu einem peripheren Vorlandbecken niedergebogen. Dieser Vorgang hielt über etwa 30 Millionen Jahre vom Obereozän bis zum Obermiozän an.

Der nördliche Teil des seit der Trias zwischen Afrika und Europa bestehenden Meeresgebietes der Tethys wurde durch die vorrückenden alpinen Decken im Laufe des Eozäns allmählich eingengt. Der bis in das Obereozän vor der Orogenfront fortbestehende Schelf („Helvetikum-Restmeer“) wandelte sich allmählich in ein abgetrenntes Vorlandbecken um. Das hier mit Unterbrechungen bestehende Meer wird als Paratethys bezeichnet. Über das Pannonische und das Rhônebecken stand es zeitweise in Verbindung mit der Tethys. Zunehmend wurde der extern anschließende, festländische Südrand der Süddeutschen Großscholle in die Absenkung einbezogen. Mit fortschrei-

tender Beckenausdehnung griffen dabei immer jüngere Molassesedimente über den vortertiären, erosiv begrenzten Untergrund hinweg. Im Ostteil und soweit bekannt auch im Alpenrandstreifen besteht er aus zum europäischen Tethysschelf gehörenden Kreidesedimenten, im übrigen Molassebereich vor allem aus teilweise verkarsteten Malmkalken.

Gleichzeitig mit der obereozänen bis oligozänen Anlage des Vorlandbeckens griff die Sedimentation in teils mariner, teils fluvioterrestrischer Molassefazies entlang störungsgebundener Senkungszonen auch nach S in das orogene Hinterland ein. Diese in Satellitenbecken synorogen abgelagerte, sogenannte **Inneralpine Molasse (IM)** tritt in Bayern nur im Raum Oberaudorf-Reit i. Winkl, im übrigen Kartengebiet auch noch im österreichischen Unterinntal und im Ennstal auf.

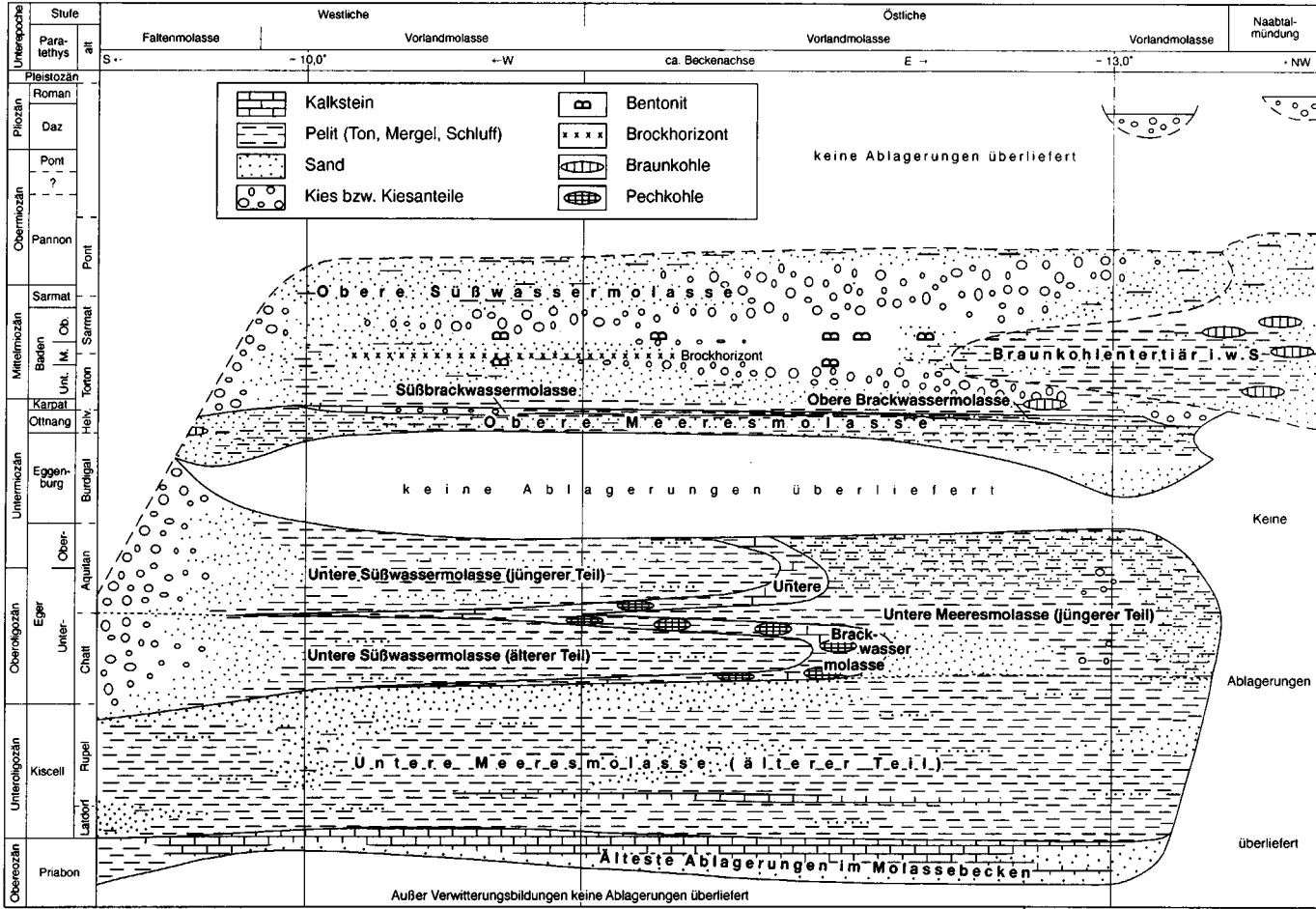
Die nachfolgend beschriebene lithofazielle Grobgliederung der Sedimente im Molassebecken ist in **Abb. 4.1-1** dargestellt.

Die **ältesten Ablagerungen** im entstehenden Molassebecken, die noch im Schelfbereich des „Helvetikum-Restmeeres“ zum Absatz kamen, sind zum großen Teil in Helvetikum-Fazies ausgebildet (Lithothamnienkalk, pelagische Globigerinenmergel). Durch die im Obereozän einsetzende, sich rasch steigernde Subsidenz wurden im südlichen Teil des Beckens anfangs auch Flyschsedimente abgelagert (Nordhelvetischer Flysch, Katzenlochschiefer). Daneben treten bereits Einschüttungen vom nördlichen Festland auf (Ampfinger Sandstein).

Erst die im älteren Unteroligozän abgelagerten Fischschiefer leiten zur eigentlichen **Molassesedimentation** über, die durch ein Wechselspiel von Beckensubsidenz, Sedimenteintrag und -kompaktion, Tektonik und Schwankungen des Weltmeeresspiegels gesteuert wird. Der Erosionsschutt der nun zumindest teilweise zu hohem Gebirgsrelief aufsteigenden Alpen stellt die Hauptmasse der Sedimente dar, die durch Flußsysteme in z. T. ausgedehnten Alluvialfächern radial nach N in das Vorlandbecken eingeschüttet wurden. In weitaus bescheidenerem Maße lieferten auch Schichtstufenland und Böhmisches Massiv Abtragungsmaterial vom nördlichen Beckenrand aus in das Becken. Diese radialen Schüttungen wurden im zentralen bis nördlichen Beckenteil in eine achsiale, dem jeweiligen Gefälle der Beckenachse folgende Transportrichtung umgelenkt.

Aus den wechselhaften Ablagerungsbedingungen leitet sich ein kompliziertes System miteinander verzahnter Sedimentkörper mit nur wenigen über größere Strecken verfolgbaren Leithorizonten ab. Vertreten sind vorwiegend tonig-mergelige bis sandige Ablagerungen, die in ihren alpenferneren, jüngeren Teilen weitgehend unverfestigt bleiben. Diese verzahnen sich im alpennahen Südteil und ab dem Mittelmiozän auch in der nördlich anschließenden Vorlandmolasse östlich des Lechs mit z. T. mächtigen Geröllschüttungen. Die Herkunft der sandigen und kiesigen Flußablagerungen kann anhand typischer Schwermineral- oder Geröllspektren festgestellt werden (s. LEMCKE 1988). Grundsätzlich nehmen die Korngrößen von den Schüttungszentren zu den Außenzonen hin erheblich ab. Dies ist besonders gut in den von S aus den Alpen in das Molassebecken vorgebauten Alluvialfächern zu beobachten, mit ihren zu den Fächerändern hin auskeilenden Konglomeratbänken und in gleicher Richtung zunehmenden Sand- und Mergelsteinen. Entlang des nordwestlichen Beckenrandes schalten sich im Einflußbereich der kalkreichen Wässer von der Schwäbisch-Fränkischen Alb auch Süßwasserkalksteine ein.

Abb. 4.1-1 Lithofazielles Schema der bayerischen Molasse.
 Die Schichtlage folgt zeitabhängig etwa der jeweiligen Beckenachse. Für die Bereiche der Aufrichteten Molasse und Faltenmolasse im SW sowie des Naabgebietes im NE ist eine Schichtlage



Überblick

Im westlichen bayerischen Anteil des Beckens wechselt die Fazies in der Molasse-schichtenfolge im großen zweifach zwischen marinen und vorwiegend kontinental-fluviatilen Verhältnissen: Dem älteren Teil der Unteren Meeresmolasse (UMa) und der Oberen Meeresmolasse einschließlich der Süßbrackwassermolasse (OM) stehen die Untere Süßwassermolasse, mit einem älteren (USa) und einem jüngeren Abschnitt (USj) sowie die Obere Süßwassermolasse (OS) gegenüber. Im östlichen Molassebekken bleibt die Fazies dagegen auch im Oberoligozän und tieferen Untermiozän marin bis brackisch und wird dem jüngeren Teil der Unteren Meeresmolasse (UMj) zugerechnet.

Im W treten also zwei transgressiv/regressive Großzyklen (UMa bis USj, OM bis OS) auf, unterbrochen nur durch kurze, die Regressionstendenz umkehrende transgressive Phasen im mittleren Untereger (Promberger Schichten, Obere Cyrenenschichten) und oberen Ott nang (Kirchberger Schichten). Im E zeigt sich dagegen im großen nur ein transgressiv/regressiver Großzyklus (UMa bis OS). Innerhalb dessen mariner Gesteinsserien (UMa bis OM) lassen sich drei Großsequenzen unterscheiden (zuletzt JIN 1995). Sie beginnen jeweils über einer Transgressionsdiskordanz und umfassen die Abfolgen vom obereozänen Basissandstein bis zum „Chatt“-Sand, von den Hangenden Tonmergeln bis zur „Aquitän“-Sand-Mergel-Folge und von den Eggenburg-Ablagerungen (bzw. „Aquitän“-Fischschiefer) bis zur Oberen Süßwassermolasse.

Das oft weiträumige beckenachsiale Hin- und Herpendeln der Küstenlinie im Molassebecken vor allem während des Egers (s. Abb. 4.3-3) zeigt, daß die Landoberfläche im Sedimentationsraum meist nur knapp über dem Meeresspiegel lag. Auch für die marinen Abfolgen gilt, daß große Sedimentmächtigkeiten im allgemeinen nicht auf synsedimentär große Beckentiefe, sondern auf kontinuierliche Absenkung zurückgeführt werden müssen.

Der gesamte Bereich des bayerischen Molassebeckens war nur zur Zeit der älteren Unteren Meeresmolasse im Unteroligozän sowie der Oberen Meeresmolasse im Ott nang vom Meer überflutet. Seit dem jüngsten Untermiozän ist er mit Beginn der Oberen Süßwassermolasse faziell durchgehend limnofluviatil entwickelt. Nur während des Egers zeigte sich eine ausgeprägte Faziesgliederung mit weiten Verzahnungsbereichen in der Beckenachse, von der fluviatilen Fazies der Unteren Süßwassermolasse im W über die brackische der Unteren Brackwassermolasse bis zur marinen des jüngeren Teils der Unteren Meeresmolasse im E.

Die beckenachsiale Entwässerung war demnach während der Zeit der Unteren Süßwassermolasse von W nach E gerichtet. Nach der Gesamtüberflutung des Molassebeckens im Ott nang (OM) entwässerte das achsiale Flußsystem zur Zeit der Oberen Süßwassermolasse dagegen von E nach W zum Rhônebecken. Spätestens im jüngsten Obermiozän kehrte sich die Entwässerungsrichtung aber erneut um. Das nach E gerichtete, vorwiegend erosive Donausystem entwickelte sich. Die Ursachen dieses zweifachen Wechsels der beckenachsialen Entwässerungsrichtung vom Oligozän zum Miozän (s. Abb. 4.3-3, 4.3-6 und 4.5-1) sind nicht eindeutig festzustellen, können aber in einem Zusammenwirken folgender Vorgänge gesucht werden: der zeitlich und räumlich unterschiedlichen tektonischen Krustenstapelung in den Westalpen und den Ostalpen; damit zusammenhängend, der unterschiedlichen Lage der maximalen Schuttanlieferung und Auffüllung des Vorlandbeckens, abhängig von den Zentren maximaler Reliefentwicklung in den Alpen; der mit Verzögerung reagierenden, regional unter-

schiedlichen Subsidenz der Vorlandkruste; zugleich aber auch der unabhängigen Vertikalbewegungen der Böhmisches Masse sowie der Schwarzwald-Aare-Schwelle.

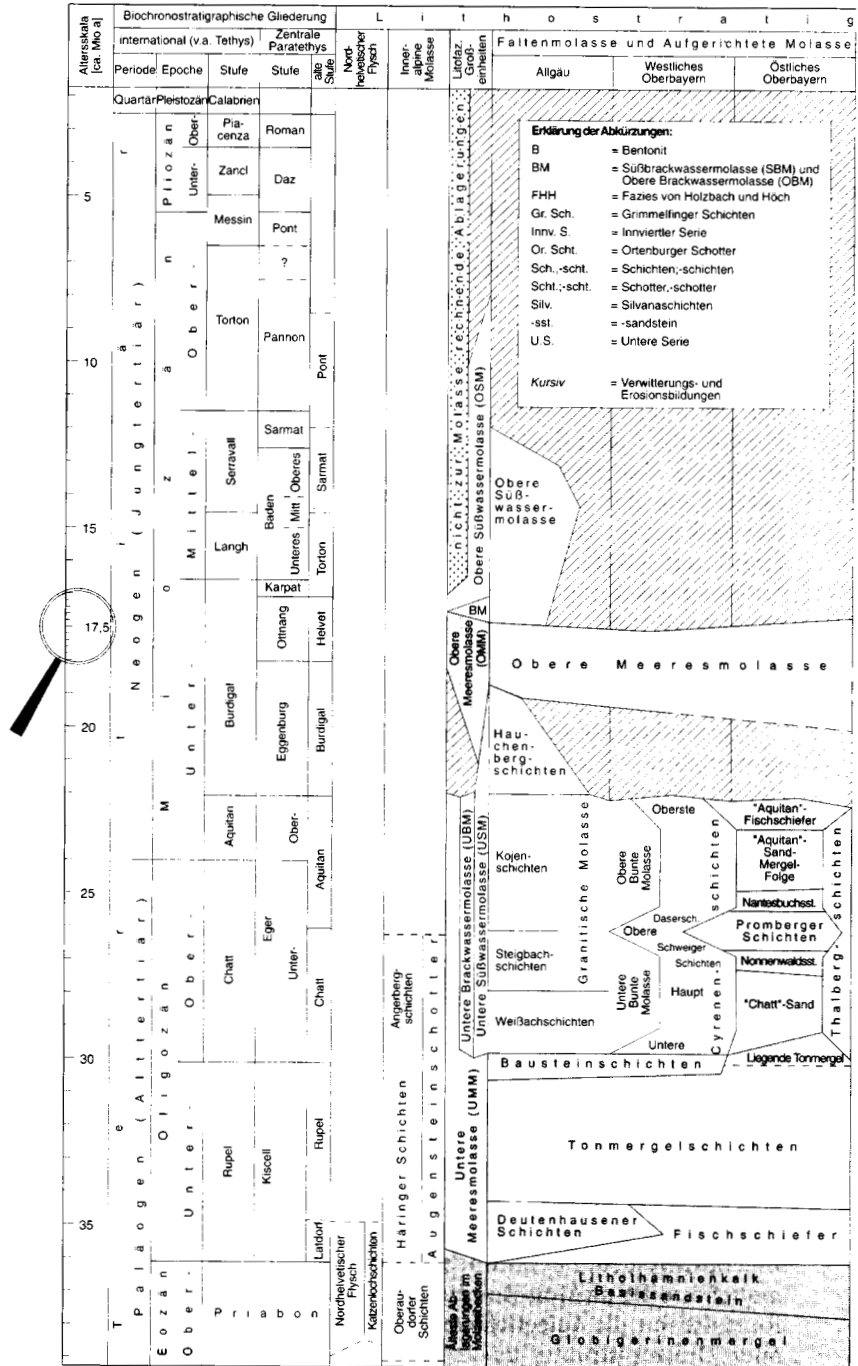
Nach SINCLAIR & ALLEN (1992) herrscht insgesamt ein klarer Zusammenhang zwischen der Vorrückgeschwindigkeit des die Vorlandsenke südlich begrenzenden Orogenkeiles, der Bereitstellung und dem Abtransport von Erosionsschutt, gesteuert über Hebungs- und Denudationsraten, sowie der Absenkungs- und Ausdehnungsgeschwindigkeit des Vorlandbeckens. Sein Außenrand wurde durch einen mit der Beckenerweiterung nach N wandernden Vorlandrücken begleitet, der als Ausgleichsstruktur zur flexurartigen Niederbiegung der Vorlandkruste angelegt wurde (s. LEMCKE 1988). Noch im Laufe des Obermiozäns führte vermutlich isostatisches Zurückfedern der niedergebogenen Vorlandkruste durch zunehmenden Abtrag des intern auflastenden Orogengürtels zu einer Beendigung von Beckenabsenkung und Molassesedimentation und schließlich zu Hebung und Abtrag im Pliozän.

Die Molassefüllung des Beckens stellt einen im Querprofil nach N über dem mesozoischen Untergrund keilförmig ausdünnenden Sedimentstapel dar. Sie zeigt damit den für orogene Vorlandbecken typisch asymmetrischen Querschnitt mit relativ flach einfallender Außenflanke und steiler, von der vorrückenden Orogenfront gebildeter Innenflanke. Die **Mächtigkeit** der einzelnen lithostratigraphischen Großeinheiten erreicht ihren größten Wert jeweils im Bereich der direkt vor der Orogenfront verlaufenden und mit ihr vom Oligozän bis ins Miozän nach außen verlagerten Beckenachse. Die Gesamtmächtigkeit der Molasseablagerungen beläuft sich im südlichsten Teil der Vorlandmolasse, die nicht mehr von der alpidischen Abschertektonik betroffen wurde, auf nahezu 5 000 m (Beil. 5). In der südlich anschließenden, durch orogene Stapelung deformierten Faltenmolasse zwischen Allgäu und Chiemsee überschreitet die tektonisch angehäuften, vertikale Mächtigkeit 6 000 m.

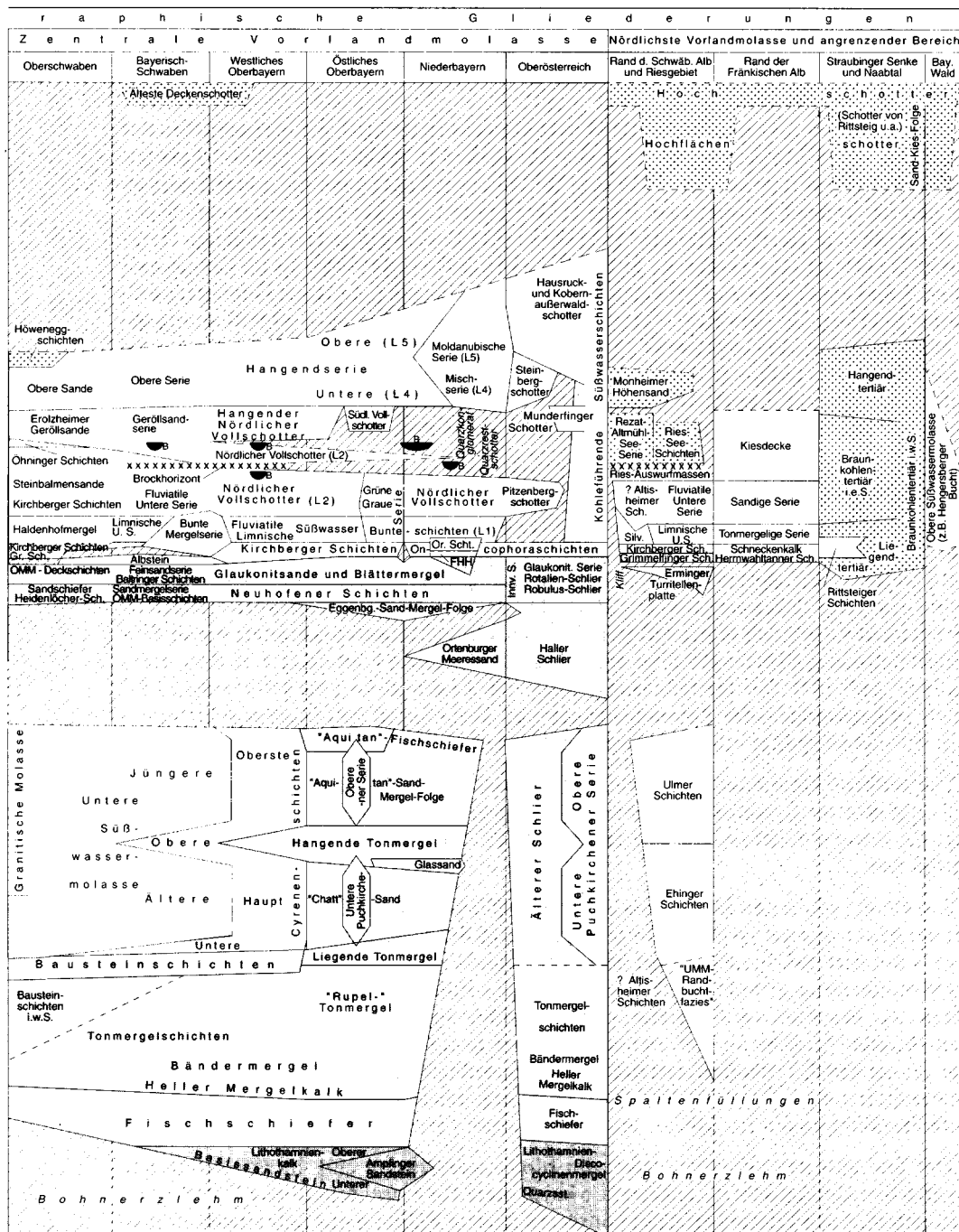
Die **strukturelle Deformation** der Füllung des Vorlandbeckens erfolgte größtenteils synsedimentär. Es fördert deshalb das Verständnis für die im folgenden zu beschreibende Gesteinsfolge und ihre Verbreitung, wenn zuvor schon einige Grundzüge der Tektonik dargelegt werden.

Das flexurartige Hinabbiegen der Kruste zum Vorlandbecken erzeugte eine Vielzahl vorwiegend beckenparallel streichender, anti- und synthetischer Dehnungsbrüche (s. Beil. 5, 8). Von ihrem Versatz werden nach N zu immer jüngere Molasse-sedimente betroffen, was die nordwärts gerichtete Ausdehnung des Vorlandbeckens dokumentiert. Bereits im Unteroligozän, noch während der im Vorland andauernden Fischschiefer-Sedimentation, setzte am Südrand des Vorlandbeckens alpidische Einengungstektonik ein. Der Nordhelvetische Flysch wurde dem gegen das Vorland vorrückenden, die nördliche Alpenfront aufbauenden Deckenstapel tektonisch angegliedert. Ab dem jüngeren Untereger bezog die nach außen wandernde Abscherungsfront zunächst südliche, oligozäne, dann folgend bis zum Obermiozän auch zunehmend nördliche, jüngere Molassesedimente tektonisch in den Orogenkeil mit ein. Die **Faltenmolasse** als Bayerns externstes tektonisches Bauelement der Alpen mit ihren Kleindecken, Schuppen und Mulden wurde gebildet. Ihr Bau wird genauer in **Kapitel 7.4.2** beschrieben. Zur nördlich anschließenden, von der alpidischen Einengung kaum mehr betroffenen Molasse vermittelt deren tektonisch noch aufgebogener, südlichster Randstreifen, die **Aufgerichtete Molasse**. Zumindest im Allgäu ist diese Teil einer frontalen Dreiecksstruktur mit internem Duplexbau (s. Prof. A-A', Beil. 6).

Tabelle 4.1-1: Stratigraphische Gliederung der Süddeutschen Molasse
 Biochronostratigraphische Gliederung nach STEININGER, BERNOR & FAHLBUSCH



(1989) sowie HAQ (1993). Abkürzungen werden im oberen Teil der Tabelle erläutert.



Diese Aufrichtungszone im S und das Ansteigen zum Beckenrand im N formt den oberen, jüngeren Teil des Schichtenstapels der Vorlandmolasse großstrukturell zu einer flachen, asymmetrischen Mulde. Der tiefere, ältere Schichtenanteil zieht dagegen weit nach S unter die Faltenmolasse und höheren alpidischen Decken hinein (Prof. A-A', Beil. 6) und wird als **Überfahrene Molasse** bezeichnet. Ihre geophysikalisch ermittelte Tiefenlage beträgt im Bereich südlich der Tiefbohrung Vorderriß 1 etwa 7500 m u. NN.

Durch die flache Synklinalform der Vorlandmolasse mit einem Muldenschluß in der österreichischen Molasse im Bereich der Schwelle von Amstetten (zuletzt LEMCKE 1988) und die tektonische Heraushebung der Faltenmolasse treten die ältesten Molasseschichten in Bayern entlang der Ränder, die jüngsten dagegen im Zentralbereich der Molassezone zutage. Während die Molasse westlich des Lechs und im südlichen Oberbayern weiträumig von quartären Sedimenten verhüllt wird, streicht sie im Gebiet zwischen Augsburg und Passau im sogenannten Tertiär-Hügelland bis ans Donautal großräumig übertage aus. Das Relief von Faltenmolasse und Aufgerichteter Vorlandmolasse hängt von der Führung relativ verwitterungsresistenter Konglomeratbänke sowie der Intensität der tektonischen Einengung und Heraushebung ab. Allgäuer Nagelfluhketten, Adelegg, Auerberg, Peißenberg, Tischberg, Taubenberg und Irschenberg bilden hier markante, vor allem glazial herauspräparierte Höhenzüge.

Die **Kapitel 4.2 bis 4.5** behandeln getrennt den inneralpinen Bereich, den westlichen und südlichen sowie den östlichen Teil des Molassebeckens und die nicht mehr zur Molasse rechnenden pliozänen, z. T. womöglich schon ältestpleistozänen Ablagerungen. Für diese vier durch ihre Faziesentwicklung unterschiedenen Ablagerungsräume (s. o.) werden paläogeographische Zusammenhänge und Lithologie der Gesteinseinheiten in großen Zügen beschrieben. Die behandelten Schichtglieder fassen vielfach in Wirklichkeit wesentlich feiner differenzierte Gesteinsabfolgen zusammen, deren Einzelbestandteile in diesem Rahmen nicht dargestellt werden können (s. z. B. KRONMÜLLER 1987: Abb. 107). Die **Textabbildungen 4.3-1 bis 4.3-6 und 4.4-1 bis 4.4-10 sowie 4.5-1** sollen **paläogeographische Zusammenhänge** und Verbreitung von Molasseschichtgliedern mit Schwerpunkt auf dem jeweils behandelten Gebiet veranschaulichen.

Die **zeitliche Einordnung** der Schichtglieder kann **Tabelle 4.1-1** entnommen werden. Viele der lithostratigraphischen Einheiten zeigen eine diachrone Entwicklung, da die Lage der Ablagerungsbereiche im Laufe der Zeit z. T. deutlichen Veränderungen unterworfen war.

Zur stratigraphischen Einstufung der Schichtglieder werden die Stufenbezeichnungen der neuen Paratethysgliederung entsprechend STEININGER et al. (1989) verwendet, auch wenn nichtmarine Einheiten betroffen sind. Nur für das Unteroligozän werden aus Vereinfachungsgründen die alten Stufenbezeichnungen Latdorf und Rupel beibehalten. Zu beachten ist fernerhin, daß die früher im Alpenvorland gebräuchliche Chatt/Aquitain-Grenze im kontinentalen Bereich festgelegt wurde und deutlich tiefer liegt als die durch Foraminiferen definierte Oligozän/Miozän- bzw. Unter-/Oberegergrenze (s. **Tab. 4.1-1**). Ähnliche Verschiebungen ergeben sich zwischen alten und neuen Stufenbezeichnungen im Mittel- und Obermiozän (Sarmat und Pont).

Der Text gibt den aktuellen Stand der Molassegliederung und -interpretation am Bayerischen Geologischen Landesamt wieder, ohne auf wissenschaftliche Streitfragen einzugehen. Auch Literaturquellen können in diesem Rahmen nur sehr eingeschränkt

berücksichtigt werden. Es werden lediglich jüngere Zitate angeführt, über die ältere Arbeiten zum jeweiligen Thema zu erschließen sind. An neuerer Übersichtsliteratur zur Tertiärmolasse auch in den Nachbarländern sei auf die unten folgenden Arbeiten verwiesen.

Literatur: BACHMANN & MÜLLER (1992), BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT (1989), BERGER (1992), BÜCHI & SCHLANKE (1977), FUCHS (1980), GEYER & GWINNER (1991), GREGOR (1982), HANTKE (1992), JIN (1995), KÄMPFE (1984), KOLLMANN (1977), LEMCKE (1988) mit allgemeinen Angaben auch zu den Bodenschätzen, vor allem Erdöl, Erdgas und Kohle, PFIFFNER (1986), SCHOLZ (1995), SINCLAIR & ALLEN (1992), STEININGER et al. (1986), STEININGER et al. (1989), ZÖBELEIN (1985 b).

4.2 Inneralpine Molasse, IM

KLAUS SCHWERD

Obereozäne bis oberoligozäne, vielleicht bis ins Miozän reichende, fein- bis grobklastische Gesteinsserien, die innerhalb der Alpen während der Absenkung des vor ihrer Front angelegten Vorlandbeckens entstanden, werden als Inneralpine Molasse bezeichnet. Ihre Hauptvorkommen sind paläogeographisch vor allem an tektonisch vorgezeichnete Becken und Talzüge der noch im Vorrücken begriffenen kalkalpinen Decken gebunden (s. Abb. 4.3-1 bis 4.3-3). In solche Bereiche mit Verbindung zum Vorland drang von N im Obereozän und Unteroligozän die sich vom Helvetikum-Restmeer zur Paratethys entwickelnde See ein. Neben marinen Sedimenten treten in der Inneralpinen Molasse aber auch reichlich limnofluviatile Ablagerungen auf. Die Sedimentation erfolgte syngenetisch zur oligozänen bis miozänen Wanderung des alpinen Orogenkeiles gegen das Vorland.

Die transgressiv auf Mesozoikum der Nördlichen Kalkalpen lagernde, durch Überschiebungs- und Störungstektonik überformte Schichtenfolge aus Oberaudorfer Schichten, Häringer Schichten und Angerbergsschichten streicht im bayerisch-nordtiroler Raum aus. Auf bayerischem Gebiet sind bisher nur die beiden erstgenannten Formationen bekannt. Die bei Oberaudorf über Gesteinen der Lechtal-Decke lagernden obereozänen **Oberaudorfer Schichten** (bis 200 m) beginnen nach HAGN (1985) mit marinen Basalkonglomeraten. Darüber folgt eine z. T. rhythmisch gradierte Wechselserie aus marinen Konglomeraten, Nummuliten führenden Sandsteinen und Mergelsteinen, in die einzelne Süßwasserhorizonte eingeschaltet sind. Den Abschluß bilden Land- und Süßwasserfossilien führende, limnofluviatile Konglomerate mit Mergelsteinlagen.

Die dem Unteroligozän angehörenden, über die tirolische Baueinheit der Nördlichen Kalkalpen transgredierenden **Häringer Schichten** (bis 250 m) treten in Bayern nur im Raum um Reit i. Winkl auf. Nach LINDENBERG (1981) folgen hier über flachmarinen Breccien z. T. in Fischschiefer-Fazies entwickelte Mergelsteine des tieferen Wassers mit turbiditischen Sandsteinbänken. Zuerst zeigen sich stellenweise Übergänge zu brackisch-marinen Fächerdeltaserien mit Konglomeraten, Sand- und Mergelsteinen. Im nordtiroler Raum stehen Oberaudorfer Schichten und Häringer Schichten im Unterinntal und nördlich des Kaisergebirges an. Hier kommen auch die jüngsten Schichten der nordtiroler Inneralpinen Molasse, die aus limnofluviatilen Konglomeraten, Sandsteinen und Mergelsteinen aufgebauten **Angerbergsschichten** vor (bis 250 m, s. LINDENBERG 1981).

Weitere Inneralpine Molasse im Kartenbereich stellen die im Ennstal zwischen Wagrain und Radstadt an den Bereich der Salzach–Ennstal-Störung gebundenen, z. T. grobklastischen Serien des **Ennstalertiärs** dar (s. TOLLMANN 1985). Sie wurden teils im Untermiozän, teils möglicherweise aber auch bereits im Oligozän abgelagert. Zur Inneralpinen Molasse sind außerdem Vorkommen von **Augensteinschotter** (nicht auf der Karte dargestellt) aus dem Oligozän zu rechnen, die sehr lokal als dünne Restschotter-schleier auf Hochplateaus der Nördlichen Kalkalpen sowie umgelagert in Höhlen und Spaltenfüllungen auftreten (s. FUCHS 1980).

4.3 Faltenmolasse, Aufgerichtete Molasse und westliche Vorlandmolasse

GERHARD DOPPLER & KLAUS SCHWERD

Die folgenden **Kapitel 4.3.1 bis 4.3.4** beschreiben die Entwicklung der obereozänen bis pliozänen Ablagerungen im bayerischen Teil des Molassebeckens entlang des Randes der heutigen Alpen und im Alpenvorland etwa westlich des Meridians von München. Auf die im **Kapitel 4.4** abgehandelte Gesteinsabfolge des östlichen Alpenvorlandes wird Bezug genommen. Die jeweils größten bekannten Mächtigkeiten von Einheiten werden in Klammern hinter den Schichtnamen aufgeführt.

4.3.1 Eozän (Älteste Ablagerungen im Molassebecken)

Im tieferen Alttertiär war der Bereich des heutigen Molassebeckens noch landfest. Kreidezeitliche Ablagerungen des externeren Helvetikumschelfs im S und E und Malmkalksteine auf der Südflanke der Süddeutschen Großscholle unterlagen einer tropischen Verwitterung. Hiervon sind vornehmlich in Karsthohlräumen im Untergrund der westlichen bayerischen Vorlandmolasse rötlichbraune bis grünlichgraue, stark eisenschüssige **Bohnerzlehme** (höchstens wenige Meter) erhalten, die geringfügig verlagerte Rückstandsbildungen der alten Malmoberfläche darstellen. Im heutigen Untergrund der östlichen Vorlandmolasse und vermutlich auch in der Überfahrenen Molasse ist zu den älteren Helvetikum-Ablagerungen lediglich eine deutliche Erosionsdiskordanz ausgebildet.

Erst im Laufe des Eozäns transgredierte das Tethysmeer aus dem während der Kreide und dem älteren Alttertiär marin verbliebenen südlichen Helvetikum-Faziesraum schrittweise wieder nach N über die oben beschriebenen Festlandsgebiete (s. **Abb. 4.3-1**). Dabei wurden die anfänglich strandnahen neritischen Bildungen von S her allmählich von festlandsferneren Ablagerungen abgelöst, die sich im Untergrund bis in die südliche Überfahrene Molasse ausdehnen.

Die starke Subsidenz in der Frühphase der Vorlandbecken-Entwicklung führte im südlichen Teil des westlichen Beckens zunächst zur Ablagerung von **Nordhelvetischem Flysch** (bis nahe 1000 m; HUBER & SCHWERD 1995). Er ist hauptsächlich aus Ton-, Schluff- und feinkörnigen Sandsteinen niedrig konzentrierter Turbiditfolgen aufgebaut. Im östlicheren Beckenabschnitt entwickelte sich in ähnlicher paläogeographischer Position etwa zeitgleich die Flyschfazies der **Katzenlochsichten** (nur wenige Meter) mit aus Bodenfracht- und Suspensionsströmen sedimentierten Fossilschuttkalcken, Feinsandkalcken, Mergeln und Tonmergeln (HAGN 1978).

Nördlich anschließend an diese Tiefwasserfazies im Bereich des damaligen Beckentiefsten, möglicherweise durch synsedimentäre Abschiebungen getrennt, setzte sich

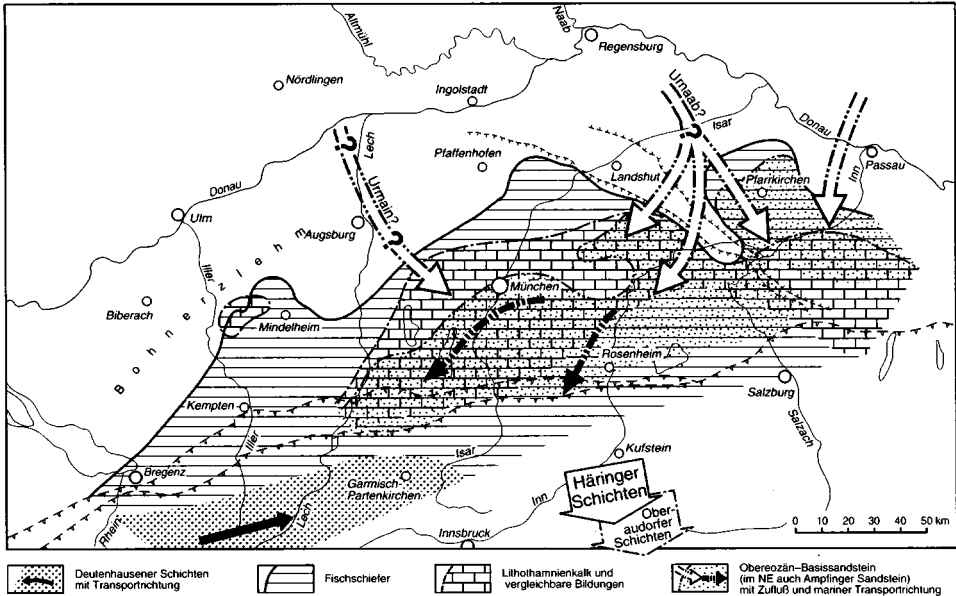


Abb. 4.3-1 Verbreitung lithofazieller Einheiten der Ältesten Ablagerungen im Molassebecken und der tiefsten Unteren Meeressmolasse (Priabon bis Latdorf).
 Zusammengestellt nach BACHMANN & MÜLLER (1992), LEMCKE (1988) und H. J. UNGER (s. Kap. 4.4). Die tektonisch eingeebte Aufgerichtete Molasse und die Faltenmolasse sind auf die vermutliche Verbreitung zur jeweiligen Ablagerungszeit gedehnt. Im S ist die ungefähre Lage der alpinen Deckenfront in jeweiligen Zeitraum dargestellt. Verschiedene Zeitebenen überlagern sich: jüngerer Abschnitt mit durchgezogenen, mittlerer mit einfach strich-punktierten, älterer mit zweifach strich-punktierten Grenzlinien oder Richtungspfeilen. Heutige Topographie und tektonische Großstrukturen als Orientierungshilfe: heutige Grenzen Alpen/Molasse und Faltenmolasse/Vorlandmolasse; Hauptstörungen des Landshut-Neuöttinger Hochs.

die Sedimentation von **Globigerinenmergeln** fort. Nach N gegen die zunehmend seichteren Beckenteile verzahnen sich diese ihrerseits mit Schelfsedimenten. Hier sind mit dem grauen, Glaukonit und z. T. auch Gerölle führenden **Obereozän-Basissandstein** (bis 15 m) auch die ersten klastischen Einschüttungen von N überliefert. Für den Antransport der dem Ampfinger Sandstein (vgl. Kap. 4.4.1.) weiter im E vergleichbaren, marin abgelagerten Sande waren möglicherweise bereits Vorläufer des Mains und der Naab verantwortlich. Mit dem weiteren Absinken des Schelfbereichs und dem Ausbleiben stärkerer klastischer Einschüttungen entwickelten sich Algenrasen zu flachen, riffartigen Kalkmassen, die vielfach durch die Wellenbewegung wieder zu Kalkschutt zerschlagen wurden. Dieser hellgraue bis gelbliche, sogenannte **Lithothamnienkalk** (bis 60 m) ist reich an Algenkrusten (Lithothamnien) und anderen Fossilresten (z. B. Foraminiferen). Er wechsellagert mit ebenfalls fossilreichen Mergelsteinen aus zwischen-geschalteten tieferen Becken.

Die Faziesbereiche des helvetischen Schelfs verlagerten sich im Zuge der Transgression nach N und NW und reichen dort bis ins tiefste Unteroligozän (Latdorf).

4.3.2 Oligozän bis tieferes Untermiozän (Untere Meeresmolasse, Untere Brackwassermolasse und Untere Süßwassermolasse)

Erst mit dem Unteroligozän begann die Entwicklung des eigentlichen Molassebeckens. In dem anfänglich durchgehenden Meeresarm (Untere Meeresmolasse, älterer Teil) drängten von der alpinen Deckenfront vorwachsende Schuttfächer gegen Ende des Unteroligozäns das Meer allmählich nach E zurück (s. Abb. 4.3-2 und 4.3-3). Die Gewässer des Hochgratfächers im heutigen Illergebiet und des Nesselburgfächers zwischen Wertach und Lech vereinigten sich mit einem beckenaxialen Flußsystem aus dem schweizer Molassebecken und schütteten die Untere Süßwassermolasse. Die Küstenlinie zum fortbestehenden offenen Meer, in dem nun der jüngere Teil der Unteren Meeresmolasse abgelagert wurde (vgl. Kap. 4.4.2), pendelte sich östlich von München ein. Die Sedimente des offenbar sehr flachen Küstenstreifens mit zeitlich und räumlich rasch wechselnden marinen bis limnischen Ablagerungsbedingungen werden als Untere Brackwassermolasse bezeichnet. Ein kurzfristig weitreichender Meeresvorstoß im Untereger (ehemals Chatt/Aquitain-Grenzbereich) führte zu einer Verschiebung der Faziesgürtel weit nach W bis ins Illergebiet und unterteilt die Untere Süßwassermolasse in einen älteren und einen jüngeren Teil.

Untere Meeresmolasse, älterer Teil, UMa

Im älteren Unteroligozän (Latdorf) setzte sich die Transgressionstendenz nach N und NW auch in der nunmehr zunehmend von der Tethys abgeschnürten Paratethys fort (s. Abb. 4.3-1, 4.3-2). Im nahezu gesamten bayerischen Anteil des Molassebeckens entstanden zunächst dunkle, bituminöse Tonmergel, die ein stagnierendes, sauerstoffreduziertes marines Milieu anzeigen (DOHMANN 1991). Nach den häufig auftretenden Fischresten werden diese Pelite als **Fischschiefer** (bis 30 m) bezeichnet. Im S verzahnen sie sich mit den jüngsten Serien des Nordhelvetischen Flysches und reichen im N bis nahe an den damaligen Beckenrand. Die Fischschiefer stellen das Bindeglied zwischen den ältesten Beckenablagerungen und der eigentlichen Molassefazies dar (z. B. SCHWERD 1984).

Bereits im älteren Unteroligozän wurden die Sedimentationsräume des Nordhelvetischen Flysches und seines Verzahnungsbereichs mit den Fischschiefern tektonisch geschlossen. Im W des Beckens entstand vor der vorgerückten Orogenfront der möglicherweise wieder durch Abschiebungen nach außen begrenzte Trog der **Deutenhauser Schichten** (bis 800 m). Auch ihre Abfolge aus Sand- und Mergelsteinen sowie im jüngsten Teil bereichsweise Konglomeraten stellt eine Flyschfazies dar und entstand aus submarinen Bodenfracht- und Suspensionsströmen. Deutenhausener Schichten sind nur am Südrand der westlichen Faltenmolasse aufgeschlossen. Sie verzahnen sich zumindest zeitlich nach N und im Bereich der Faltenmolasse etwa von der Loisach auch nach E mit den dort bis in das ältere Rupel (alte Stufenbezeichnung) weitersedimentierten Fischschiefern (DOHMANN 1991).

Über beiden Einheiten folgten im Rupel mächtige Serien von grauem Schelfschlick, die **Tonmergelschichten** (bis 800 m). Ihre jüngeren Abschnitte führen im Bereich der Faltenmolasse sowie im E auch in der Aufgerichteten Molasse Schluff- und Sandsteinlagen in ganz unterschiedlicher Verbreitung. Sie werden als Tempestite gedeutet, von den Küsten im SW und S bei Sturmfluten herantransportiert und z. T. turbiditisch umgelagert. Ganz im E treten in der Aufgerichteten Molasse auch Geröllpelite auf (s.

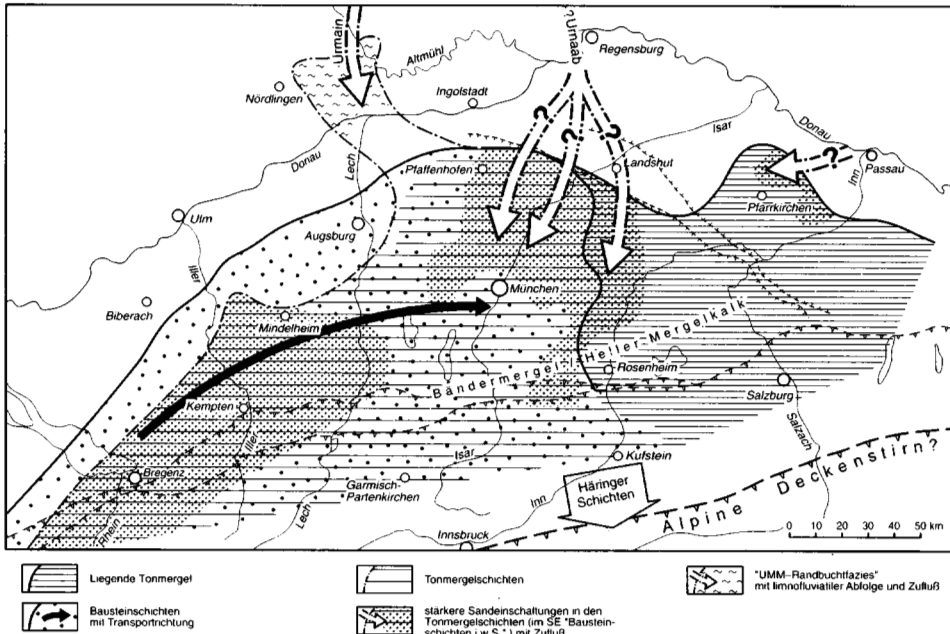


Abb. 4.3-2 Verbreitung lithofazieller Einheiten des älteren Teils der Unteren Meeresmolasse (Rupel bis tiefstes Unterger).
 Zusammengestellt nach BACHMANN & MÜLLER (1992), KRONMÜLLER (1987), LEMCKE (1988), SCHOLZ (1995) und H. J. UNGER (s. Kap. 4.4). Zur Darstellungsform vergleiche [Abbildungstext 4.3-1](#).

LEMCKE 1988). Sonstige gröberklastische Sedimente von der Südküste vor dem damaligen Alpenrand fehlen in den Tonmergelschichten.

Vor allem in den nordöstlicheren Beckenteilen weit verbreitet, ist zwischen die Fischschiefer- und die Tonmergelfazies noch der markante Horizont des **Hellen Mergelkalks** (bis 15 m) eingeschaltet. Er besteht aus den Kalkschalen von planktonischen Kleinstlebewesen (Coccolithen). Auch der darüber folgende **Bändermergel** (bis 60 m) führt noch dünne Mergelkalklagen. Im E werden die an diese beiden basalen Glieder anschließenden Tonmergelschichten auch als „**Rupel**“-Tonmergel benannt (vgl. [Kap. 4.4.2](#)). In der schwäbischen Vorlandmolasse nehmen dagegen im Bereich ehemaliger, von W kommender Meeresströmungen die Sandeinschaltungen deutlich zu, so daß die Abfolge z. T. bereits unmittelbar über basalen Mergelkalkbänken als **Bausteinschichten i. w. S.** (bis 100 m) bezeichnet wird.

Vom nördlichen Festland her schüttete vermutlich weiterhin der „Urmain“, dessen Quarzsande nun zeitweise durch Meeresströmungen küstenparallel nach W verlagert wurden. Limnofluviatile Ablagerungen eines denkbaren „Urmain“-Mündungsdeltas ins Rupelmeer („**UMM-Randbuchfazies**“ nach GALL et al. 1977) sind mit lokalen Vorkommen von Kalkgeröllsanden (Katzensteiner Schotter; bis 10 m), Feinsandschichten (bis über 40 m), Braunkohleschichten (bis 20 m) und Pomatias-Süßwasserkalken (bis über 15 m) im Riesgebiet nachgewiesen. Entsprechende Bildungen sind nur selten autochthon anzutreffen, jedoch vielfach in Ries-Trümmern umgelagert. Ob die

Mergel bis Feinsande der **Altshheimer Schichten** (bis über 80 m) in den gleichen Zusammenhang gestellt oder als deutlich jüngere, präriesische Nordschüttung eingestuft werden müssen (SCHMIDT-KALER 1994), ist nicht endgültig gesichert.

Gegen Ende des Rupels wurden diese von N eingeschütteten Sande und im übrigen Beckenbereich die feinklastischen Schelfsedimente der Tonmergelschichten allmählich von den küstennahen Flachmeersanden und nachfolgend Strandsanden der **Bausteinschichten i. e. S.** (bis 250 m) überwältigt. Sie rückten von W her über mehr oder weniger die gesamte Beckenbreite nach E bis NE vor (s. DIEM 1986, KRONMÜLLER 1987). Von W nach E reichen sie in zunehmend jüngere Bereiche des basalen Egers. Die Bausteinschichten werden von typischen grauen Kalksandsteinen mit ausgeprägter Bankung und regional unterschiedlichen Einschaltungen von Tonmergelsteinen aufgebaut. Die Schichten weisen reichlich Sedimentstrukturen des bewegten Flachwassers auf. Daneben sind marine Mollusken, Pflanzenhäcksel, aber auch Blatt- und Zweigabdrücke sowie bereichsweise geringmächtige Kohleflöze vertreten. Im Bereich der Faltenmolasse zeigt die regressive Küstenfazies der Bausteinschichten durch nach oben zunehmende Gerölleinschüttungen die Annäherung von Fächerdeltas (progradierende Deltaküste) vor der damaligen alpinen Deckenfront an.

Etwa zwischen Isar und Inn verzahnen sich die Bausteinschichten mit vorwiegend in tiefer sublitoralem bis bathyalem Milieu abgelagerten Mergeln und lokal auch Sandsteinen der oberen „Rupel“-Tonmergel und der **Liegenden Tonmergel** des basalen Unteregers (vgl. Kap. 4.4.2). Die Bausteinschichten begrenzen demnach als Küstenfazies das im E fortbestehende Molassemeer (s. REISER 1987).

Untere Süßwassermolasse, älterer Teil, USA

Mit der im vorigen Kapitel beschriebenen Regression des Meeres zu Beginn des Egers setzte sich im Westteil des bayerischen Molassebeckens durch verstärkte Schuttzufuhr aus den Alpen das fluviatile bis limnische Milieu der älteren Unteren Süßwassermolasse durch. Ihr Ablagerungsraum griff infolge der laufenden Absenkung und Erweiterung des Molassebeckens über die ehemalige Küstenlinie der älteren Unteren Meeremolasse hinaus weiter nach N auf die Malmtafel über. Nach E verzahnt sich die ältere Untere Süßwassermolasse mit gleichaltrigen Bildungen der Unteren Brackwassermolasse in den Küstentiefländern vor der stark schwankenden Strandlinie des sich im Ostteil des Beckens ausdehnenden Molassemeeres (s. Abb. 4.3-3). Ein kräftiger, von dort nach W gerichteter Meeresvorstoß schloß zu Beginn des jüngeren Unteregers (ehemals Wende Chatt/Aquitain) den älteren Ablagerungszyklus der Unteren Süßwassermolasse im größten Teil seines bayerischen Verbreitungsgebietes ab.

Wie bereits in den Bausteinschichten angedeutet, entwickelten sich während des tieferen Unteregers im Südwestteil des Beckens die von den Alpen ausgehenden Radialschüttungen zu gewaltigen Alluvialfächern und leiteten damit die Zeit der Unteren Süßwassermolasse ein. Aperiodische Schüttungsereignisse führten in den proximalen Teilen zu vielfacher Übereinanderstapelung von insgesamt zyklischen Sedimentsequenzen aus teilweise bis mehrere Zehnermeter mächtigen Konglomeraten, Sand- und Mergelsteinen.

Viele dieser Schüttungssequenzen setzen mit chaotisch gelagerten Fanglomeraten ein, die durch Schichtfluten abgelagert wurden (v. HOUTEN 1974). Auch für sie kann eine klimabedingte Entstehung vermutet werden, wie sie EBERHARD (1986) für entspre-

chende Bildungen im unter- bis mittelmiozänen Adeleggfächer annimmt (vgl. Kap. 4.3.4) Die oberen Anteile der frisch abgelagerten, noch nicht verfestigten Fanglomerate wurden durch die wiederauflebenden verflochtenen Flußsysteme der Fächer umgelagert und als Flußschotter wieder abgesetzt. Mergel- und feinkörnige Sandsteine entstanden als Hochflutablagerungen im Auenbereich und in Altwässern. In kurzlebigen Seen wurden vereinzelt auch Süßwasserkalke abgesetzt.

Aufgrund der Abnahme von Gefälle und Transportkraft der Flüsse keilen die Konglomerate gegen die Fächerränder aus und werden in den anschließenden Alluvialebenen durch Sandsteine vertreten. Auch Mergeleinschaltungen nehmen in gleicher Richtung zu. Die grobklastische Fazies schob sich im Laufe der Zeit nach außen über die feinerklastische Fazies ins Molassebecken vor, wobei unregelmäßige Schutzzufuhr aus den Alpen gewisse Schwankungen bedingte.

In der Faltenmolasse und südlichen Vorlandmolasse des Allgäus treten im Eger zwei große Alluvialfächer-Systeme auf, im W der Hochgrat- und im E der Nesselburgfächer. In beiden Bereichen werden die meist rötlich-bunten **Weißbachschichten** (bis 1300 m) von den darauffolgenden, eher graugefärbten und insgesamt vielerorts feinerkörnigen **Steigbachschichten** (bis 1700 m) unterschieden. Die Fortsetzung beider Schichtglieder in den sich weit nach Oberbayern hinein erstreckenden, östlichen Teil des Nesselburgfächers bildet die ähnlich entwickelte **Untere Bunte Molasse** (bis 2000 m).

In dem aus dem Schweizer Mittelland herüberziehenden, mäandrierenden Flußsystem des zentralen Beckens, in das die Radialschüttungen im N einmündeten, erreichen die feinkörnigen Absätze der Überflutungsebenen weit größere Verbreitung als die sandigen Flußrinnen-Sedimente. So besteht die **Ältere Untere Süßwassermolasse** (bis 600 m) hier vor allem aus braunen, auch rötlich oder violett gefärbten Mergeln und wird nur von wenigen, aber teilweise über größere Strecken horizontbeständigen, grauen Sandsteinbänken durchzogen. Feldspatreichere Sandsteine aus schweizer Kristallgebieten im Wechsel mit oft ockerfarbenen Mergelsteinen werden dabei vor allem im noch oberflächlich aufgeschlossenen, alpenrandnahen Bereich des Allgäus und im anschließenden Oberschwaben, wo das untergliedernde Element der Oberen Cyrenenschichten fehlt, mit der Jüngeren Unteren Süßwassermolasse zusammengefaßt und als **Granitische Molasse** (bis 1800 m) bezeichnet.

Entlang des damaligen Südrandes der Malmtafel entstanden unter dem Einfluß kalkreicher Karstwasserzuflüsse in einer Kette aus Seen und Tümpeln weitflächig teilweise poröse, bereichsweise auch asphaltimprägnierte, molluskenführende Süßwasserkalke. Im benachbarten Baden-Württemberg streichen sie als **Ehinger Schichten** (bis 70 m) am nördlichen Beckenrand zutage aus. Weiter östlich schließen Kalkbänke, die vermutlich bereits mit dem Brackwassereinbruch der Oberen Cyrenenschichten (s. u.) korrelieren, die Ältere Untere Süßwassermolasse ab.

Vor allem die Mergel der Unteren Süßwassermolasse führen stellenweise Säuger- und Reptilreste, die kalkigen Bildungen vor allem reichlich Land- und Süßwasserschnecken. Im Alpenrandbereich treten mancherorts zu Kohleflözen angereicherte Pflanzenreste auf. Horizonte mit pedogenen Erscheinungen deuten auf längere Sedimentationsunterbrechungen und subaerische Exposition hin.

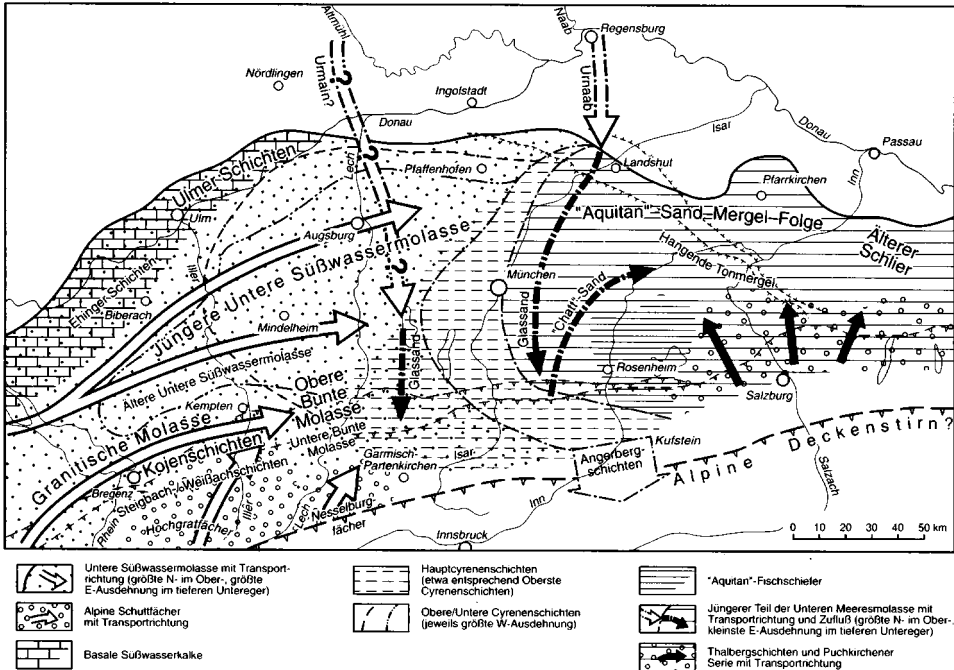


Abb. 4.3-3 Verbreitung lithofazieller Einheiten der Unteren Süßwassermolasse, Unteren Brackwassermolasse und des jüngeren Teils der Unteren Meeresmolasse (Eger). Zusammengestellt nach GEYER & GWINNER (1991), LEMCKE (1988), SCHOLZ (1995) und H. J. UNGER (s. Kap. 4.4). Zur Darstellungsform vergleiche [Abbildungstext 4.3-1](#).

Untere Meeresmolasse, jüngerer Teil, mit Unterer Brackwassermolasse, UMj

Gleichzeitig mit der Unteren Süßwassermolasse im Westteil des Molassebeckens setzte sich während des Egers im Ostteil die Ablagerung der Unteren Meeresmolasse mit deren jüngerem Abschnitt fort ([Vorlandmolasseanteil vgl. Kap. 4.4.2](#)). Gemeinsam mit der jüngeren Unteren Meeresmolasse wird im folgenden die Untere Brackwassermolasse behandelt, die im Bereich des wechselnd breiten, zeitweise weit hin- und zurückpendelnden, westlichen bis südlichen Küstenstreifens des damaligen Meeres abgelagert wurde ([s. Abb. 4.3-3](#)). Eine Untergliederung von jüngerer Unterer Meeresmolasse und Unterer Brackwassermolasse analog zur Zweiteilung der Unteren Süßwassermolasse erfolgt im Rahmen der Kartendarstellung nicht. Untere Meeresmolasse und Untere Brackwassermolasse endeten im ausklingenden Eger, als sich das Meer vorübergehend vermutlich fast vollständig aus dem bayerischen Molassebecken nach E zurückzog und weiträumig Abtragsverhältnissen Platz machte.

Die **Untere Brackwassermolasse** besteht aus den brackischen Cyrenenschichten, die in vier informelle stratigraphische Abschnitte unterteilt werden (Untere bis Oberste Cyrenenschichten, [s. Tab. 4.1-1](#)). Sie umfassen insgesamt sehr wechselhafte Abfolgen aus oft fossilreichen Mergel- bis Kalksteinen sowie aus Sandsteinen, die im Bereich der Faltenmolasse auch Gerölleinschlaltungen enthalten. Die Sequenzen haben häufig regressiven Charakter. Ablagerungsraum waren die verschiedenen, immer wieder vom

Meer überfluteten Zonen der Küstenebene, die flachen Deltas und Ästuar der einmündenden Flüsse mit Brackwassertümpeln und Altwässern sowie abgeschnürte Lagunen. Der in diesem Milieu naturgemäß stark wechselnde Salzgehalt führte zu oft kleinräumigem Neben- und Übereinander brackischer, mariner und limnischer Fazies.

Die eingelagerten, paralischen Kohlevorkommen, mit Abbaumächtigkeiten bis über 1,5 m, entstanden in Sümpfen und am Grund von Altwässern in dem etliche Kilometer breiten, flachen Küstenstreifen. Im Wechselspiel von Sedimentation und Beckenabsenkung wurden hier, höchstens wenige Meter über dem Meeresspiegel wachsende, subtropische, möglicherweise auch tropische Sumpfwälder bei Meeresvorstößen jeweils von Schlamm überdeckt, auf dem sich während folgender regressiver Zyklen erneut Sumpfwälder ausbreiteten (BARTHELT 1989). Das führte zum insgesamt unruhigen Verbreitungsbild der Pechkohlen des Alpenvorlandes, die ihren, den wesentlich älteren karbonischen Steinkohlen vergleichbaren Charakter durch die geothermische Aufheizung in Zusammenhang mit der starken Subsidenz und mächtigen Überlagerung im unmittelbaren Alpenrandbereich erhielten (LEMCKE 1988).

An das Küstengebiet der Unteren Brackwassermolasse schloß nach E der Bereich der jüngeren **Unteren Meeresmolasse** mit einem Flachscliff an, der etwa jenseits des heutigen Innlaufes zunehmend in tiefere Meeresbereiche übergang. Neben Einschüttungen aus W erfolgte hier ein Sedimenteintrag auch von S und zeitweise von N. Auf den Schelf schoben sich flache, sandig-tonige, randlich miteinander verzahnte Deltasysteme vor und führten auch hier noch zeitweise in verbrackenden bis aussüßenden Bereichen zur Bildung von Cyrenenschichten und lokalen Kohleflözen. Von S direkt aus den Alpen zugeführtes gröberklastisches Material wurde teilweise in submarinen Fächern in Form von Suspensionströmen und hochkonzentrierter Bodenfracht in tiefere Meeresbereiche transportiert, in denen ansonsten nur tonig-siltige Sedimente zur Ablagerung kamen. Auch im marinen Gebiet führten die relativen Meeresspiegelschwankungen zur häufigen Verlagerung der Faziesbereiche, bis hin zu zeitweiligem Trockenfallen und Erosionsdiskordanzen sowie zur Einschneidung von Rinnen und ihrer Wiederauffüllung (vgl. Kap. 4.4.2; s. JIN 1995, REISER 1987, WENGER 1987).

Im W beginnt die Untere Brackwassermolasse mit den **Unteren Cyrenenschichten** (bis 500 m), die sich im tiefsten Untereger als brackischer Faziesgürtel an den randmarinen Bereich der Bausteinschichten anschlossen und mit ihm nach E wanderten. In der Faltenmolasse reichen die Unteren Cyrenenschichten nach W nur etwa bis in den Bereich von Murnau-Peißenberg, in der Vorlandmolasse dagegen weit über die Iller hinaus. Die Pechkohlezechen von Marienstein und Hausham in der östlicheren Faltenmolasse förderten aus den Unteren Cyrenenschichten.

Zur Zeit der **Hauptcyrenenschichten** (bis 500 m) stabilisierte sich der Küstenstreifen vorübergehend in seiner östlichsten Lage zwischen Isar und Inn. Bereits im mittleren Untereger begann jedoch eine Meerestransgression, die den limnisch-brackischen Ablagerungsraum wieder nach W zurückdrängte. Dieser Vorstoß wurde nur kurzfristig von der erneuten, nicht sehr weit nach E reichenden Regressionsphase der brackischen **Schwaiger Schichten** (bis 250 m) unterbrochen.

Während in der Vorlandmolasse ihr Verbreitungsgebiet nach N allmählich schmaler wird, keilen die Hauptcyrenenschichten in der Faltenmolasse und anschließenden Aufgerichteten Molasse zwischen den marinen Serien nach E erst etwa im Chiemseebereich aus und reichen nach W maximal bis knapp über den Lech, wo sie sich mit der

älteren Unteren Süßwassermolasse verzahnen. In diesen, sogenannten „Produktiven Cyrenenschichten“, ging der Pechkohleabbau der Reviere Miesbach, Au, Penzberg und Peißenberg-Peiting um.

Den östlichsten Unteren Cyrenenschichten und den Hauptcyrenenschichten entspricht zeitlich ungefähr der von S bis in den Bereich der Vorlandmolasse geschüttete, marine bis brackische „**Chatt**“-**Sand** (bis 1700 m) etwa zwischen Mangfall und Prien. Die zum Hangenden erosiv begrenzte Sandfolge ist teilweise auch mergelig ausgebildet und führt lokal Kohlelagen. Etwa östlich des Chiemsees gehen diese Flachschiefsedimente in tiefermarine, pelitische Schichten über. In diese sind die in submarinen Rinnen und Fächern sedimentierten, mergelig-sandig-konglomeratischen Schuttströme der **Thalbergschichten** eingeschaltet. Deren älterer Teil (bis 900 m) korreliert mit den Turbiditen und Geröllpeliten der **Unteren Puchkirchner Serie** der östlichen Vorlandmolasse (vgl. Kap. 4.4.2).

Während der kurzen Regressionsphase der Schwaiger Schichten (s. o.) wurde Material von der Böhmisches Masse her, vermutlich über ein Erosionsrelief, weit in den S bis in das brackisch-marine Milieu der südlicheren Faltenmolasse zwischen Lech und Leitzach transportiert (LEMCKE 1988). Diese nur teilweise kalkführenden Quarzsande werden allgemein als **Glassand**, in der Faltenmolasse bereichsweise auch als **Nonnenwaldsand** bezeichnet. Im S, etwa zwischen Ammer und Isar, werden sie durch die brackischen Schwaiger Schichten (s. o.) in einen unteren (bis 40 m) und einen oberen Teil (bis 50 m) gegliedert.

Nach der Ablagerung dieser Nordschüttung kam es zu Beginn des jüngeren Unteregers (Wende Chatt/Aquitain der alten Gliederung des Alpenvorlands) zur am weitesten nach W gerichteten Meerestransgression der jüngeren Unteren Meeresmolasse, die vermutlich durch einen eustatischen Meeresspiegelanstieg verursacht wurde. Dabei reichte der Ablagerungsraum der **Oberen Cyrenenschichten** (bis 300 m) in Fortsetzung der noch mit den Hauptcyrenenschichten begonnenen Transgression in der Vorlandmolasse bis ins Illergebiet.

Die gleichzeitig abgelagerten, überwiegend vollmarinen Tonmergelsteine und Sandsteine der **Promberger Schichten** (bis 400 m) samt auflagerndem marinem **Nantesbuchsandstein** (bis 50 m) erstrecken sich in der nördlichen Faltenmolasse nach W noch bis in das Kohlerevier Peißenberg-Peiting. Östlich der Leitzach gehen sie im Alpenrandbereich in relativ sandarme Mergel über, die den in der Vorlandmolasse über der Diskordanz am Top des „Chatt“-Sands folgenden **Hangenden Tonmergeln** und „**Aquitain**“-**Tonmergeln** vergleichbar sind (vgl. Kap. 4.4.2). Diese schelfmarinen Ablagerungen dehnen sich bis fast in den Bereich des Ammersees aus, wo sie sich nach W mit den Oberen Cyrenenschichten verzahnen (LEMCKE 1988). Der fluviatile Antransport von Unterer Süßwassermolasse muß zu dieser Zeit im Vergleich zum älteren Teil des Unteregers erheblich zurückgegangen sein. Die Abschwächung der Radialschüttungen hängt wahrscheinlich mit der nunmehr begonnenen tektonischen Anlage der südlichsten Strukturen der Faltenmolasse zusammen.

Noch im oberen Untereger kehrte sich die Tendenz wieder um und erneut einsetzende, kräftige Schüttungen des jüngeren Abschnitts der Unteren Süßwassermolasse drängten den brackischen Küstenstreifen der Cyrenenschichten wieder nach E zurück. Der dem Obereger angehörende Teil der Oberen Cyrenenschichten regredierte dabei maximal bis etwa zum Inn und erreichte so nahezu den schon während der Hauptcyre-

nenschichten eingenommenen östlichsten Stand. Eine erneute Transgression mit der Ablagerung von **Obersten Cyrenenschichten** im jüngeren Obereger war nur wenig ausgeprägt. Obere und Oberste Cyrenenschichten führen bereichsweise kleine Kohlevorkommen, die besonders in den zu den Oberen Cyrenenschichten gehörenden **Daser-schichten** (bis 120 m) im Peißenberg-Peitinger Revier lokal beschürft wurden.

Ähnlich wie zur Zeit der Hauptcyrenenschichten, schloß sich auch an den Küstenstreifen der Oberen bis Obersten Cyrenenschichten östlich ein Flachschild mit dem „Chatt“-Sand vergleichbaren Sedimenten an. Die erneut verstärkte Schutzzufuhr von W und S baute über die „Aquitane“-Tonmergel (s. o.) ein flaches, weitläufiges Deltasystem vor, die nach S bis in die Aufgerichtete Vorlandmolasse verfolgbare „**Aquitane“-Sand-Mergel-Folge** (vgl. Kap. 4.4.2). Zwischen Inn und Chiemsee, mit dem Übergang in tiefere Meeresteile, nehmen die Mergelanteile zu. Östlich des Chiemsees verzahnt sich die Abfolge mit den Geröllpeliten und Turbiditen des jüngeren Teils der **Thalbergschichten** (bis mehrere 100 m), die z. T. erosiv in die Ablagerungen der „Aquitane“-Sand-Mergel-Folge eingeschnitten sind. Die Ablagerung des höheren Abschnitts der Thalbergschichten setzte sich bis in das Obereger fort und korreliert zeitlich in etwa mit den submarinen Schuttstrom- und Suspensions-sedimenten der Oberen Puchkirchner Serie in der östlichen Vorlandmolasse (vgl. Kap 4.4.2).

Das jüngste Schichtglied der Unteren Meeresmolasse bilden die nur auf die südlichste Vorlandmolasse beschränkten, oft bituminösen Mergel der „**Aquitane“-Fischschiefer** (bis 200 m). Sie belegen den nach E gerichteten Rückzug des Meeres im jüngsten Obereger, der mit einer Tieferlegung der Erosionsbasis bei verminderter Sedimentzufuhr im folgenden Eggenburg in weiten Bereichen des Molassebeckens zu einer ausgeprägten Diskordanz führte.

Untere Süßwassermolasse, jüngerer Teil, USj

Westlich der Iller sowie im Bereich der späteren Allgäuer Faltenmolasse und am nördlichsten Rand des Molassebeckens ging die Sedimentation von Unterer Süßwassermolasse auch während des Brackwasservorstoßes der Oberen Cyrenenschichten im Untereger ohne nennenswerte Unterbrechung weiter. Bis zum Beginn des Oberegers dehnte die wiederauflebende kräftige Schutzzufuhr aus S und W den Faziesbereich der jüngeren Unteren Süßwassermolasse nach E erneut bis fast zur Verbreitung der Älteren Unteren Süßwassermolasse aus (s. Abb. 4.3-3). Im N auf der Malmtafel wird die größte Ausdehnung letzterer noch deutlich übertroffen. Erst mit dem Absinken des Meeresspiegels zu Ende des Oberegers fand im größten Teil des Molassebeckens die Sedimentation vorübergehend ein Ende. Lediglich am Südrand, im Bereich der großen Radialfächer, setzten sich die fluviatilen Ablagerungen bis ins Eggenburg fort.

Schüttungsmechanismen und Schüttungsrichtungen der jüngeren Unteren Süßwassermolasse sind weitestgehend der älteren vergleichbar (s. o.). Im Allgäu schob sich nun zwischen den Hochgratfächer im W und den Nesselburgfächer im E der kleinere Mittelbergfächer ein. In allen drei Radialschüttungen wird das jüngere Untereger bis Obereger von den rötlich-bunten, gegen die Fächerzentren sehr grobklastischen **Kojenschichten** (bis 1300 m) aufgebaut. Gegen N verzahnen sie sich mit den durch beckenachsialen Transport von W aus der Schweiz herzuleitenden Mergelsteinen und feldspatreichen Sandsteinen des jüngeren Teils der **Granitischen Molasse**. Beide Einheiten werden nach E im oberbayerischen Anteil der jüngeren Unteren Süßwassermolasse

durch die ebenfalls ins Obereger hinaufreichende, im S konglomeratreiche und nach N zunehmend feinklastisch entwickelte **Obere Bunte Molasse** (bis 1200 m) vertreten.

In den nur durch Bohrungen aufgeschlossenen, zentralen bis nördlichen Teilen des westlichen Molassebeckens wird die **Jüngere Untere Süßwassermolasse** (bis 600 m) nicht durch weitere Schichtbezeichnungen differenziert. Sandige Rinnensedimente sind nun auch im nördlichen Beckenteil stärker vertreten, so daß von einer N-Verlagerung der Hauptabflüsse ausgegangen werden kann. Abgesehen von solchen grünlich-grauen, kalkig gebundenen Sandsteinbänken besteht die Jüngere Untere Süßwassermolasse wie die Ältere aus braunen, z. T. grau- und rotfleckigen Ton- bis Sandmergeln.

Im N dauerte mit den **Ulmer Schichten** (bis 70 m) die Ablagerung einer mergel- und kalkreichen, offenbar teilweise lakustrischen Albrandfazies an und wanderte mit der Ausweitung des Ablagerungsraums weiter nach N. In den südlichen Abschnitten nehmen daher auch in den Ulmer Schichten die braun-bunten Tonmergel der Beckenfazies mehr und mehr zu. Einschüttungen Älterer Juranagelfluh, also grober Flußablagerungen von der Malmkalktafel, sind bisher nur im benachbarten Baden-Württemberg nachgewiesen.

Nach der Erniedrigung der Erosionsbasis infolge der starken Meerespiegelabsenkung ist ab der Wende zum Eggenburg eine Schüttung von Unterer Süßwassermolasse nur noch am südwestlichen Beckenrand mit Sicherheit nachzuweisen. Hier gelangten weiterhin graue bis bunte Konglomerat-Sandstein-Mergelsteinfolgen zum Absatz, z. B. die **Hauchenbergschichten** (bis 250 m) des Hochgratfächers. Lateral verzahnen sich diese Fächerdeltas ab jüngerem Eggenburg mit vollmarinen Serien der Oberen Meeresmolasse (vgl. Kap. 4.3.3). Aus dem größten Teil des Molassebeckens sind aber für den vergleichsweise langen Abschnitt des Eggenburgs keine Ablagerungen überliefert. Sie wurden entweder nicht sedimentiert oder fielen schon vor der Transgression der Oberen Meeresmolasse der Abtragung zum Opfer.

4.3.3 Mittleres Untermiozän (Obere Meeresmolasse mit Süßbrackwassermolasse), OM

Nach der seit dem jüngeren Obereger im größten Teil des süddeutschen Molassebeckens herrschenden Sedimentationsunterbrechung begann im mittleren Eggenburg eine erneute Transgression, die im Lauf des Otnangs zur größten Ausdehnung des Molassemeeres nach N führte (s. Abb. 4.3-4). Bereits zu Ende des mittleren Otnangs trat das Meer allerdings den endgültigen Rückzug aus dem süddeutschen Alpenvorland an und machte den zeitlich und räumlich wechselnden, terrestrischen, fluviatilen und brackischen Verhältnissen der Süßbrackwassermolasse im westlichen Molassebecken Platz. Die etwa zeitgleiche, durchgehend brackisch-limnische Abfolge in der Osthälfte wird als Obere Brackwassermolasse bezeichnet (vgl. Kap. 4.4.3).

Zu Ende des Oberegers, nach Ablagerung der „Aquitän“-Fischschiefer, zog sich das Meer aufgrund einer kräftigen eustatischen Spiegelabsenkung nach E vermutlich bis jenseits der Salzach zurück. In Bayern konnten bisher keine marinen Ablagerungen aus dem älteren Eggenburg nachgewiesen werden. Subsidenz und Sedimentanlieferung im Molassebecken ließen nach. Abgesehen von den Radialschüttungen am Südrand der Vorlandsenke (vgl. Kap. 4.3.2) wurde der größte Teil des bayerischen Molassebeckens nun vorübergehend zum Abtragungsgebiet.

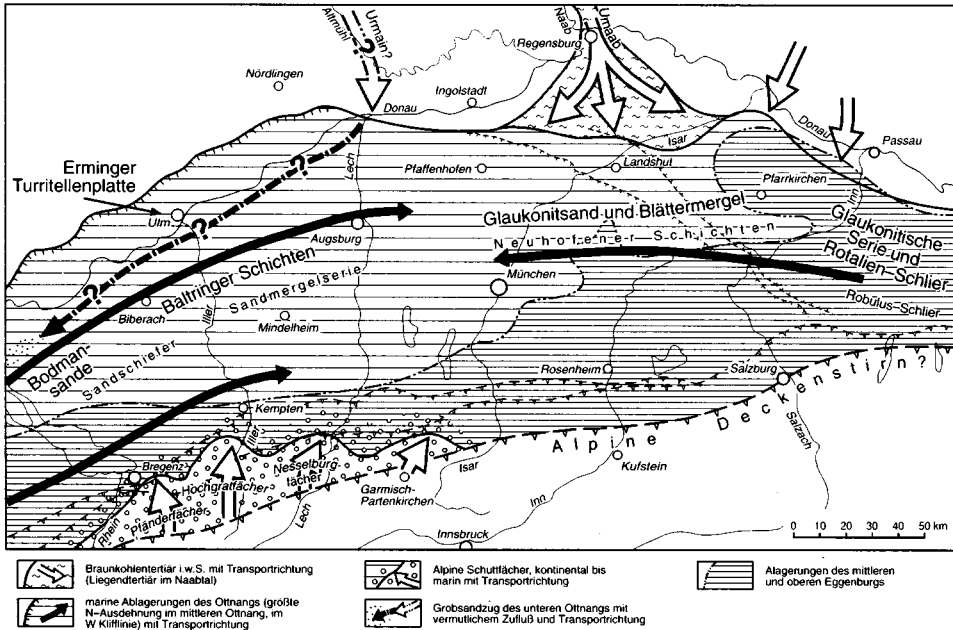


Abb. 4.3-4 Verbreitung lithofazieller Einheiten der Oberen Meeresmolasse (mittleres Eggenburg bis mittleres Ottang).
 Zusammengestellt nach GEYER & GWINNER (1991), LEMCKE (1988), SCHOLZ (1995), WENGER (1987) und H. J. UNGER (s. Kap. 4.4). Zur Darstellungsform vergleiche **Abbildungstext 4.3-1**.

Erst ein erneuter eustatischer Meeresspiegelanstieg im Verein mit langsam wieder zunehmender Beckensubsidenz ließ das Meer zuerst im mittleren Eggenburg von E, später auch von W erneut in das bayerische Molassebecken vordringen (s. WENGER 1987). Spätestens im jüngeren Eggenburg bildete sich so zwischen Pannonischem Becken und Rhônebecken eine durchgehende Meeresstraße, die anfangs etwa zwischen Isar und Iller wohl nur sehr schmal und auf den unmittelbaren, damals alpenrandnahen Streifen (heutige Faltenmolasse und südlichste Vorlandmolasse) begrenzt war. Marine Sedimente aus dem Eggenburg sind deshalb bisher zwischen Bodensee und Isar nur im Gebiet der Faltenmolasse und Auferichteten Molasse nachgewiesen. Erst weiter östlich breiten sie sich weiter nach N aus (vgl. Kap. 4.4.3).

Im Bodenseegebiet werden Luzerner Schichten (bis 250 m) aus dem Eggenburg von St. Galler Schichten (bis 150 m) aus dem Ottang unterschieden (s. HERRMANN & SCHWERT 1983). Für die südlichste Obere Meeresmolasse im Allgäu konnte ein einfacher Trans- und Regressionszyklus nachgewiesen werden (SCHOLZ 1995). Sonst wird die im folgenden Text pauschal als „Obere Meeresmolasse“ (bis 500 m) bezeichnete Serie des alpenrandnahen Bereichs kaum untergliedert. Dagegen treten im zentralen Becken mehrere, meist gut unterscheidbare Schichtglieder auf (s.u.). Auch die Geschichte des Meeresrückzuges ist hier und am Nordrand vielfältiger dokumentiert, während im Gebiet der kräftigen Radialschüttungen von S die Aussüßung rascher vor sich ging und sicherlich bereits im mittleren Ottang begann.

Die Ablagerungen der **alpenrandnahen Oberen Meeresmolasse** bestehen somit vor allem aus Material der von den vorrückenden alpinen Decken weiterhin in das Meer gelangenden Radialschüttungen, die sich bereichsweise aber auch bereits mit beckenachsal transportierten Sedimenten verzahnen. Nach N überwiegen Mergelsteine, nach S nehmen Sandsteine zu. Mit Annäherung an die ehemalige Südküste schalten sich Geröllschüttungen aus Fächerdeltas schon zur Zeit der Unteren Süßwassermolasse aktiver Schuttfächer ein. Die teilweise glaukonitischen und oft sehr fossilreichen Sedimente der Oberen Meeresmolasse entstanden in einem überwiegend flachen, gezeiten- und wellenbeeinflussten, gegen die Südküste von Watten und Gezeitenkanälen gesäumten Meer, in dem es durch Stürme oft zu einer weiten Verfrachtung von Sanden bis ins offene Meer hinaus kam. Lokale Kohleführung, z. B. am Pfänder zwischen Luzerner und St. Galler Schichten sowie am Peißenberg, deutet auf Abschnitte mit zeitweiser Verbrückung bis Aussüßung und Verlandung im direkten Küstenraum.

Im E treten in der Aufgerichteten Molasse des Prien- und Traungebiets im allgemeinen nur geringmächtige Konglomeratlagen und -linsen sowie stellenweise Geröllmergel auf. Es handelt sich dabei wohl um die Außenbereiche heute nicht mehr erhaltener Fächerdeltas sowie von dort in tieferes Wasser abgeglittene Schuttströme. Nach W, ab dem Auerberg, ist die Obere Meeresmolasse auch in der nördlichen Faltenmolasse vertreten. Ab hier nehmen Konglomerateinschaltungen erheblich zu, die den kiesreichen, bereits seit dem Oligozän aktiven Schüttungszentren des Nesselburg- und des Hochgratfächers entstammen. Im Bodenseegebiet schob sich nun auch der Pfänderfächer von der mit der Schüttungsintensität oszillierenden Südküste aus ins Meer vor. Innerhalb dieser Fächerdeltas verursachten ständige Änderungen der Materialzufuhr einen lebhaften Wechsel zwischen marinen, wellen- und gezeitendominierten Sand- und Mergelsteinen und brackischen bis limnisch-fluviatilen Konglomeraten und Sandsteinen des Deltadaches und der Vorschüttungsschichten verschiedener Deltaloben.

Erst im unteren Ottngang verstärkte sich die transgressive Tendenz des Molassemeeres, das seinen Einflußbereich nun rasch nach N über das gesamte Molassebecken ausdehnte. Dem vorgefundenen Relief angepaßt, wurden lokal als älteste Ablagerungen im Gebiet der **zentralen Vorlandmolasse** grobsandige, teilweise glaukonitreiche **Basis-schichten** (bis 20 m) abgelagert, ehe sich monoton graue, durch verschieden mächtige Feinsandeinschaltungen unterbrochene, horizontalgeschichtete Sandmergel durchsetzten. Diese Abfolge wird westlich des Lechs als **Sandmergelserie** (bis 300 m) bezeichnet, ist aber in Fazies und Fauneninhalt den **Neuhofener Schichten** im östlich anschließenden Becken (vgl. Kap. 4.4.3) sehr ähnlich.

Das mittlere Ottngang beginnt im westlichen bayerischen Molassebecken übereinkunftsgemäß mit der Faunenreste (z. B. Muschelschill, Haifischzähne) und alpine Gerölle führenden Grobsandsteinbank des Baltringer Horizonts (bis wenige Meter). Die darüber folgenden **Baltringer Schichten** (bis 50 m) bestehen überwiegend aus durch reichlich Glaukonit intensiv grünlich gefärbten Sanden, wogegen Sandmergel nur untergeordnet vertreten sind. Die Baltringer Schichten schließen lateral an die **Glaukonit-sande und Blättermergel** westlich des Lechs an (vgl. Kap. 4.4.3). Das Meer erstreckte sich nun im N bis zu einer langgezogenen Steilküste („**Klifflinie**“), deren Brandungsplattform und -hohlkehle mit Bohrmuschellöchern in den anstehenden Malmkalken noch heute im Bereich der Schwäbischen Alb zu beobachten sind. Strandnahe Ablagerungen sind im benachbarten Württemberg erhalten, wie z. B. die besonders fossilreiche Erminger Turritellenplatte. Von der bayerischen Landesgrenze nach E wird das Kü-

stenkliff meist von den jüngeren Ries-Auswurfmassen bedeckt. Östlich von Donauwörth verliert sich die ehemalige Küstenlinie unter immer mächtigeren Ablagerungen der Oberen Süßwassermolasse. Nach oben schließt die Obere Meeresmolasse mit der **Feinsandserie** (bis 50 m) ab, die vermutlich in sehr flachen, vielfach bereits vom offenen Meer abgeschnürten Becken abgelagert wurde und kaum noch Fauna enthält. Die hier stellenweise zu beobachtende Feinschichtung kommt durch einen rhythmischen Wechsel von glimmer- und glaukonitführenden Schluff- und Feinsandlagen zustande.

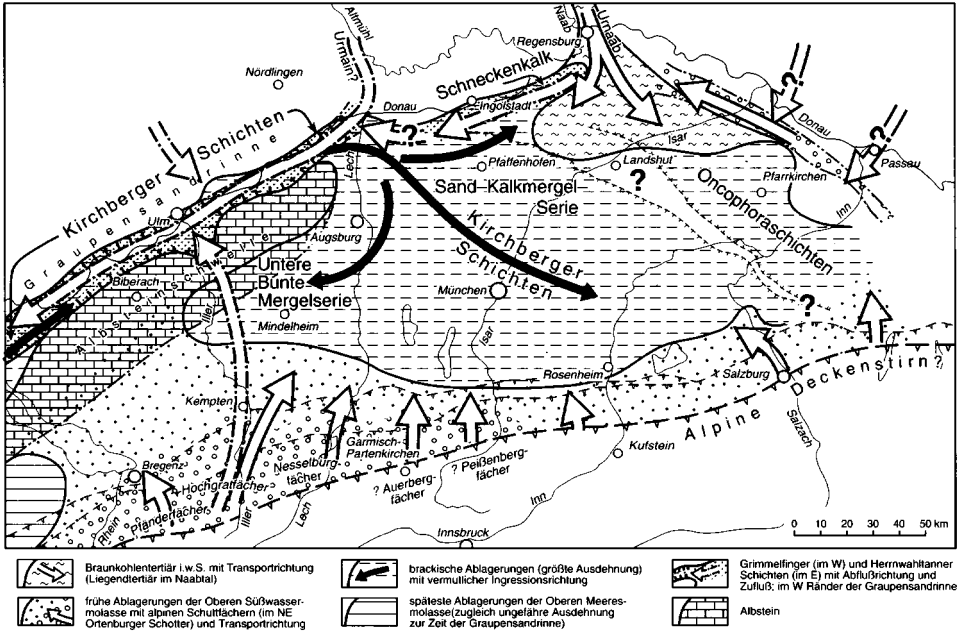


Abb. 4.3-5 Verbreitung lithofazieller Einheiten der Süßbrackwassermolasse und Oberen Brackwassermolasse bzw. ältesten Oberen Süßwassermolasse (Oberes Otnang).

Zusammengestellt nach DOPPLER (1989), GEYER & GWINNER (1991), LEMCKE (1988), REICHENBACHER (1993) und H. J. UNGER (s. Kap. 4.4). Zur Darstellungsform vergleiche [Abbildungstext 4.3-1](#).

Zu Ende des mittleren Otnangs leitete der Rückzug des Meeres die faziell sehr wechselhafte Sedimentation der **Süßbrackwassermolasse** ein (s. Abb. 4.3-5). Das Auftauchen aus der Meeresbedeckung führte im nordwestlichen Randbereich zur Entwicklung des **Albstains** (bis wenige Meter), eines weitgehend fossilereen Knollenkalks. Dieser entstand auf der sogenannten Albstainschwelle im württembergischen Kerngebiet wohl während Trockenperioden als Krustenkalk, weiter östlich auch als Kalkausfällungshorizont im Boden. Zu dem damals morphologisch tiefer liegenden Gebiet im Bereich des heutigen Lechtals und östlich davon schließen dagegen brackische Kalkbildungen unter Wasserbedeckung an (s. ZÖBELEIN 1985 a). Hier entwickelten sich brackische Verhältnisse möglicherweise unmittelbar aus dem zurückweichenden Otnangmeer. Nördlich der festländischen Albstainschwelle erodierte dagegen, infolge des weiter absinkenden Meeresspiegels, der Urmalin die Graupensandrinne. Von E kommend

mündete möglicherweise auch die Urnaab zeitweise in den Urmain (s. ZÖBELEIN 1995). Die in der Graupensandrinne abgelagerten Kiessande der **Grimmfinger Schichten** (bis 25 m) führen z. T. typische Frankenwald-Lydit als Gerölle, die die Herkunft der Schüttung aus Nordostbayern belegen. Die Nähe zur Mündung des Graupensandflusses ins fortbestehende Molassemeer bei Schaffhausen wird z. B. durch Zähne eingewanderter Haifische in der sedimentologisch gesehen fluviatilen Schüttung angezeigt.

Ein kurzfristiger Meeresspiegelanstieg im höheren Oberottnang bewirkte das Eindringen von Brackwasser über die Graupensandrinne in weite Gebiete des schwäbisch-oberbayerischen Raums. Die lebhafte Wechselfolge der **Kirchberger Schichten** (bis 100 m) aus Feinsanden, Mergeln und humosen Tonen sowie Süßwasserkalken wurde abgelagert. Sie führen eine reiche brackische bis limnische Fauna (v. a. Mollusken) und zeigen enge Beziehungen zu den ungefähr gleichaltrigen Oncophoraschichten in einer zweiten verbrackten Depression nordöstlich des Landshut-Neuöttinger Hochs (vgl. Kap. 4.4.3). In Randbereichen des schwäbisch-oberbayerischen Beckens wurden lithologisch und faunistisch von den Kirchberger Schichten unterschiedene brackische Folgen abgelagert, so die Sand-Kalkmergelserie (bis 60 m) des Aichacher Raums. Auch westlich des Lechs zeigen die älteren Teile von ehemals vollständig der Oberen Süßwassermolasse zugeordneten Ablagerungen im S der Albsteinschwelle (Untere Bunte Mergelserie) oder im Bereich der westlichen, württembergischen Graupensandrinne (Untere Haldenhofmergel) noch deutlich brackische Einflüsse (s. REICHENBACHER 1993). Die Obergrenze der allmählich aussüßenden Schichtenfolge gegen die Obere Süßwassermolasse ist unscharf.

4.3.4 Höheres Untermiozän bis Obermiozän (Obere Süßwassermolasse), OS

Schon während des Ottnangs bestimmten die Ursalzach, die vermutlich auch den Urinn aufnahm, und die Urenns als neu auflebende Schüttungszentren die Sedimentation im östlichen Teil des Molassebeckens (s. LEMCKE 1988). Mit der Wende zum Karpat setzten sie sich endgültig über die gesamte Vortiefe als nunmehr westgerichtetes Entwässerungssystem („Glimmersandstromsystem“) durch und drängten rasch den Brackwassereinfluß zurück (vgl. Kap. 4.4.4). Auch der Einfluß der radialen Schuttfächer zwischen Bodensee und Chiemsee wurde gleichzeitig eingeschränkt. Das anfänglich nur schwache Westgefälle der Beckenachse steigerte sich allmählich und erlaubte im oberen Baden das weiteste Vordringen von kiesiger Flußfracht nach W (s. Abb 4.3-6). Bereits deutlich früher, im mittleren Baden, war in der Schwäbischen Alb der Riesmeteorit eingeschlagen. Anschließend nahmen bis zu den jüngsten im Westteil des Beckens nachgewiesenen Molasseablagerungen aus dem älteren Pannon Sedimente mit feinerem Korn wieder zu. Das deutet auf eine kontinuierliche Gefällsverringerung und damit bereits auf die erneute Umkehr der Abflußrichtung und die Entwicklung des Donausystems im Pliozän. Zumindest im schweizerisch-süddeutschen Teil der Vortiefe kam es schon vor dieser Umstellung der Entwässerungsrichtung, vermutlich noch im Lauf des Pannons, zum endgültigen Abschluß der Molassesedimentation.

Eine Kippung der Malmtafel in östliche Richtung zwischen Karpat und mittlerem Baden (z. B. BADER & FISCHER 1987) führte dazu, daß sich der Sedimentationsraum für die Obere Süßwassermolasse nicht mehr überall nach N ausweiten konnte. Während westlich des Rieses die Klifflinie aus dem Ottnang nur unwesentlich überschritten wurde, findet sich über den tiefergelegenen Teilen im Bereich der heutigen Fränki-

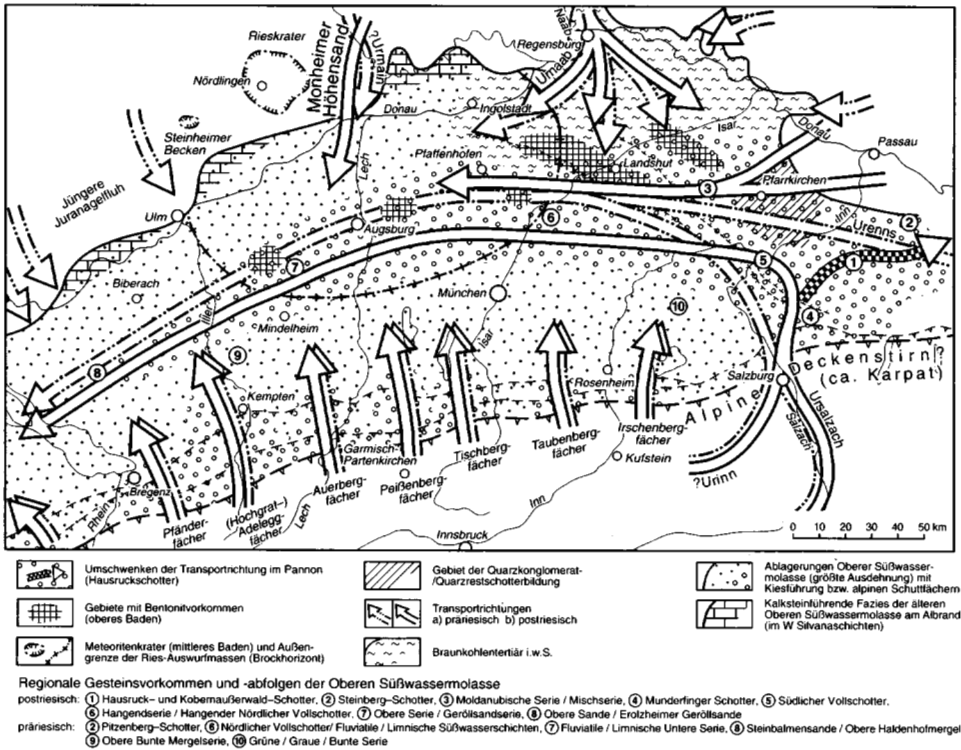


Abb. 4.3-6 Verbreitung lithofazieller Einheiten der Oberen Süßwassermolasse (Karpate bis Pannon).

Zusammengestellt nach LEMCKE (1988), SCHOLZ (1995) und H. J. UNGER (s. Kap. 4.4).

Zur Darstellungsform vergleiche [Abbildungstext 4.3-1](#).

schen Alb Obere Süßwassermolasse alpiner Herkunft z.T. noch über 25 Kilometer nördlich der alten Küstenlinie (SCHMIDT-KALER 1990).

Mit Ausnahme von Juranagelfluhen und Süßwasserkalken der Südabdachung der Schwäbisch-Fränkischen Alb sowie der Mergelstein-Sandstein-Konglomerat-Folgen des Alpenrandes, sind die fast ausschließlich klastischen Sedimente der Oberen Süßwassermolasse meist unverfestigt. Die in schluffig-sandiger Ausbildung zumeist deutlich glimmerführenden Ablagerungen werden volkstümlich auch als Flinz bezeichnet. Die Möglichkeit einer biochronostratigraphischen Einordnung beschränkt sich weitestgehend auf die nur ganz lokal auftretenden Säugerfaunen (s. DE BRUIJN et al. 1992). Die Untergliederung der Oberen Süßwassermolasse beruht deshalb überwiegend auf lithologischen Unterschieden, z.B. in der Korngrößenverteilung, im Schwermineral- oder Geröllspektrum. Auf der Geologischen Karte werden kiesführende Abfolgen von solchen ausschließlich sandig-mergeliger Ausprägung abgetrennt. Im von den Schüt-

tungszentren im E abgelegenen westlichen Molassebecken tritt Geröllführung, abgesehen von den Konglomeraten der alpenrandnahen Schutfächer, nur vom mittleren bis ins obere Baden auf (s. u.), d. h. im höheren Abschnitt des älteren Teils der Oberen Süßwassermolasse. Die Schotter des jüngeren, sarmatisch-pannonischen Teils (Hangenserie und Äquivalente) bleiben auf die östlichen Bereiche der Vortiefe beschränkt (vgl. Kap. 4.4.4).

Ähnlich wie bei der Oberen Meeresmolasse werden innerhalb der Oberen Süßwassermolasse (bis 1600 m) des **Alpenrandbereichs** im allgemeinen keine untergeordneten Einheiten unterschieden. Ihre nach oben erosiv begrenzten Ablagerungen reichen zumindest im Allgäu in der Adelegg stratigraphisch bis in den Übergangsbereich Sarmat-Pannon (EBERHARD 1986).

In der Faltenmolasse sind Sedimente der **Oberen Süßwassermolasse** einzig im Bereich des Auerberges im Ostallgäu mit basalen Teilen erhalten. In der Aufgerichteten Molasse streichen sie dagegen, im wesentlichen in Form schotterreicher Alluvialfächer, vom Bodensee bis zum Chiemsee häufiger zutage aus. Anders als bei den großen Radialfächerkomplexen des Egers kam es nun zu einer Aufspaltung in eine Reihe kleinerer Fächer. Dieser bereits in der Oberen Meeresmolasse erkennbare Vorgang läßt auf eine insgesamt abnehmende Schüttungsintensität der Alluvialfächer zwischen Bodensee und Chiemsee schließen. Die quartäre Erosion präparierte jeweils die widerstandsfähigen, besonders konglomeratreichen Fächerzentren als auffällige Höhenrücken aus der Umgebung heraus (z. B. Pfänder, Adelegg, Hoher Peißenberg, Tischberg, Taubenberg, Irschenberg).

Aufbau und Ablagerungsmechanismen dieser Alluvialfächer entsprechen denen der Unteren Süßwassermolasse (vgl. Kap. 4.3.2). EBERHARD (1986) konnte für die fanglomeratischen Schüttungen des Adeleggfächers wahrscheinlich machen, daß sie die Folge katastrophaler Seeausbrüche im alpinen Rückland sind, wo während vegetationsarmer, kühlerer Klimaabschnitte durch Frostsprengung und möglicherweise auch Vergletscherung im Hochgebirgsbereich große Mengen an Erosionsschutt bereitgestellt wurden. Die Sandsteine und die stellenweise fossilreichen Mergelsteine der Alluvialfächer, mit lokal eingelagerten Kohlelinsen und -flözen sowie Knollenkalken, gehen nach außen zunehmend in die entsprechenden Lockermaterialien über. Dort verzahnen sie sich mit Sedimenten der beckenachsialen Flußsysteme.

In den distalen Teilen der alpinen Schutfächer im westlichen **zentralen Molassebecken** setzte sich im Karpat die Ablagerung der **Bunten Mergelserie** (insgesamt bis 80 m) mit deren oberem, vollständig ausgesüßten Abschnitt fort (zum tieferen Teil vgl. Kap. 4.3.3). Das achsiale „Glimmersandstromsystem“ aus dem östlichen Alpenbereich war anfangs weitgehend auf den nördlichen Beckenrand beschränkt und weitete seinen Einflußbereich im W nur allmählich über die Ränder der Graupensandrinne hinaus nach N und S aus. Dort gelangte in der noch sehr gefällsarmen, versumpften Flußniederung die **Limnische Untere Serie** (bis 80 m) mit einer Wechsellagerung grauer Feinsande bis Mergel zum Absatz. Nicht selten sind stark humose, tonigere Lagen eingeschaltet, die häufig reichlich Molluskenschill führen. Nach E hin ist eine schwach diachrone Entwicklung anzunehmen, die den Übergang von den feinerkörnigen **Limnischen** zu den sandigen **Fluvialen Süßwasserschichten** östlich des Lechs immer früher einsetzen läßt (vgl. Kap. 4.4.4). Das Albrandgebiet nördlich der Graupensandrinne blieb weiterhin unter dem Einfluß kalkreicher Karstwässer. Den auf der Schwäbischen Alb abgesetzten **Silvanaschichten** entspricht eine kalkig-mergelige Abfolge (bis 25 m)

an der Basis der Oberen Süßwassermolasse auf der Fränkischen Alb (GALL et al. 1977). In Tümpeln und Seen am Nordrand des damaligen Molassebeckens kamen je nach Zufuhr klastischen Materials vor allem kalkreiche Mergel und Süßwasserkalke zur Ablagerung, in die neben Wassermollusken häufig auch die für die Silvanaschichten namensgebenden Landschnecken eingeschwemmt wurden.

Mit dem **Nördlichen Vollschocter** (i. e. S.) schob sich im unteren Baden die grobklastische Fazies aus E bis in den Bereich des Lechs vor. Mit abnehmender Schleppkraft kam es flußabwärts zu einer stetigen Kornverfeinerung, so daß westlich des Lechs bis ins mittlere Baden nur noch die glimmerführenden Fein- bis Mittelsande der sogenannten **Fluviatilen Unteren Serie** (bis 150 m) zur Ablagerung gelangten. In die Sande im W, aber auch die Kiese im E sind meist im Überflutungsbereich abgesetzte, grünlich- bis bräunlichgraue Mergellagen eingeschaltet, die aber nur selten mehr als wenige Meter Mächtigkeit erreichen.

Noch vor dem Einschlag des Riesmeteoriten im mittleren Baden, vor ca. 14,7 Millionen Jahren, leiteten offenbar Hebungsvorgänge vor allem in den nördlichen und östlichen Teilen des Molassebeckens eine Erosionsphase mit Reliefbildung ein (z. B. HEISSIG 1989). Über dieses Relief streuten etwa im 80-km-Umkreis um den Rieskrater Malmkalkauswürflinge des Impakts. Im Molassebecken bilden sie den sogenannten **Brockhorizont** (s. Abb. 4.3-6).

Die Zeit geringer Akkumulationsraten, verbreiteter Erosion und Reliefbildung dauerte auch nach dem Riesereignis bis ins obere Baden an. Das Ausmaß der Schichtlücken nimmt offenbar von E, dem vermutlichen Zentrum der Hebungsvorgänge, nach W ab. Hier gelang es den Radialschüttungen (z. B. Adelegg-/Hochgratfächer) sich erneut weit nach N vorzuschieben (LEMCKE 1988). Das kontinuierlich wachsende Gefälle im Molassebecken erlaubte den Geröllen der Nördlichen-Vollschocter-Schüttung nun ein Vordringen weiter nach W. Entsprechende Ablagerungen bauen hier den tieferen Teil der **Geröllsandserie** (insgesamt bis 100 m) auf. Etwa 30 m über dem Brockhorizont lagern vor allem im Aichacher, aber auch Krumbacher Raum vereinzelt **Bentonite**, wie sie in Niederbayern wesentlich häufiger anzutreffen sind (vgl. Kap. 4.4.4). Faunistisch ist der an den Riesimpakt anschließende Zeitraum in den im Steinheimer und im Rieskrater zum Absatz gelangten Sedimenten belegt (vgl. Kap. 3.5.3). Entsprechende Nachweise, wie z. B. in den Öhninger Schichten des Bodenseegebiets (s. DE BRUIJN 1992), konnten bisher im bayerischen Molassebecken nicht mit Sicherheit geführt werden (s. HEISSIG 1989).

Gegen Ende des Badens wurde im Molassebecken wieder zunehmend akkumuliert. Für den höheren Teil der **Geröllsandserie**, die anscheinend überwiegend aus Umlagerungsprodukten älterer Ablagerungen besteht und sich nach W in den Erolzheimer Geröllsanden fortsetzt, deuten die Schwermineralspektren auf eine Verbindung mit dem sogenannten **Hangenden Nördlichen Vollschocter** östlich des Lechs (vgl. Kap. 4.4.4).

Mit der **Oberen Serie** (bis 300 m) und der ihr vom Lech nach E entsprechenden **Hangendserie** lebten noch einmal ähnliche Schüttungsverhältnisse wie in der präriesischen Oberen Süßwassermolasse auf. Die bereits im E geringere Größe des Kieskorns ließ die Flußrinnenablagerungen zumeist bereits östlich des Lechs in geröllfreie, immer noch viel Glimmer führende Fein- bis Mittelsande übergehen. Die pelitischen Ablagerungen der Überflutungsebenen erreichten nun wieder größere Verbreitung und Mächtigkeit. Der im östlichen Becken für die jüngsten Molasseablagerungen so kenn-

zeichnende Einfluß „moldanubischer“ Schüttungen aus der Böhmisches Masse (vgl. **Kap. 4.4.4**) verliert sich nach W. Feldspatführung und typische Schwermineral-Restspektren setzen zumeist bereits weit östlich des Lechs aus. Auch der durch die Ries-Auswurfmassen vorübergehend verbaute Urmain hatte in seinem neuen, etwas weiter östlichen Verlauf die Sedimentfalle des Rezat-Altmühl-Sees überwunden. Damit gelangte auch hier im W wieder feldspat- und lyditführendes nordostbayerisches Material bis an den Rand des Molassebeckens, der geröllführende **Monheimer Höhensand** (bis 30 m; vgl. ZÖBELEIN 1991).

Die jüngsten nachweisbaren Molasseablagerungen vom westlichen bayerischen bis in den schweizer Raum (vgl. BÜRGISSE 1981) entstammen dem unteren Pannon. Vermutlich wurde jedoch auch noch über diesen Zeitraum hinaus abgelagert. LEMCKE (1988) geht von einer späteren Abtragung im Molassebecken von etwa 100 bis 200 m aus. Die Molassesedimentation fand also womöglich erst im ausgehenden Obermiozän, mit dem endgültigen Abklingen der Subsidenz zumindest im bayerischen Teil der damit außer Funktion gesetzten Vortiefe ihr endgültiges Ende.

4.4 Östliche Vorlandmolasse und Braunkohlentertiär i. w. S.

HEINZ JOSEF UNGER

Zur Orientierung werden die neue und die ältere Gliederung der Schichtenabfolgen im Ostmolassebereich nebeneinander gestellt (**Tab. 4.1-1**). Eine Unterteilung in der Beschreibung in Ost- und Westmolasse bot sich wegen der faziell-petrographisch unterschiedlichen Abfolgen beider regionaler Gebiete an, wobei die Grenze etwa auf der Linie Ingolstadt-München verläuft. Als lithofazielle Obereinheiten werden im Ostmolassebereich unterschieden (von unten nach oben): **Untere Meeresmolasse** (UM), **Obere Meeresmolasse** (OM) mit **Brackwassermolasse** und **Obere Süßwassermolasse** (OS) (**Tab. 4.1-1, 4.4-1**).

Die Molassesedimentation beginnt im E mit den rupelischen (Latdorf-) Fischschiefern. Das Liegende der Molassesedimente bilden im östlichen Teil des Molassebeckens Sedimente des Obereozäns in helvetischer Fazies und kretazische Ablagerungen unterschiedlichen Alters. Die bis in das Obermiozän dauernde starke Absenkung der Molassevortiefe wurde durch hohe Sedimentationsraten weitgehend ausgeglichen. Die Trogachse verlagerte sich dabei vom Unteroligozän bis zum Obermiozän um etwa 25 km nach N bis zur heutigen Linie München-Mühlendorf a. Inn.

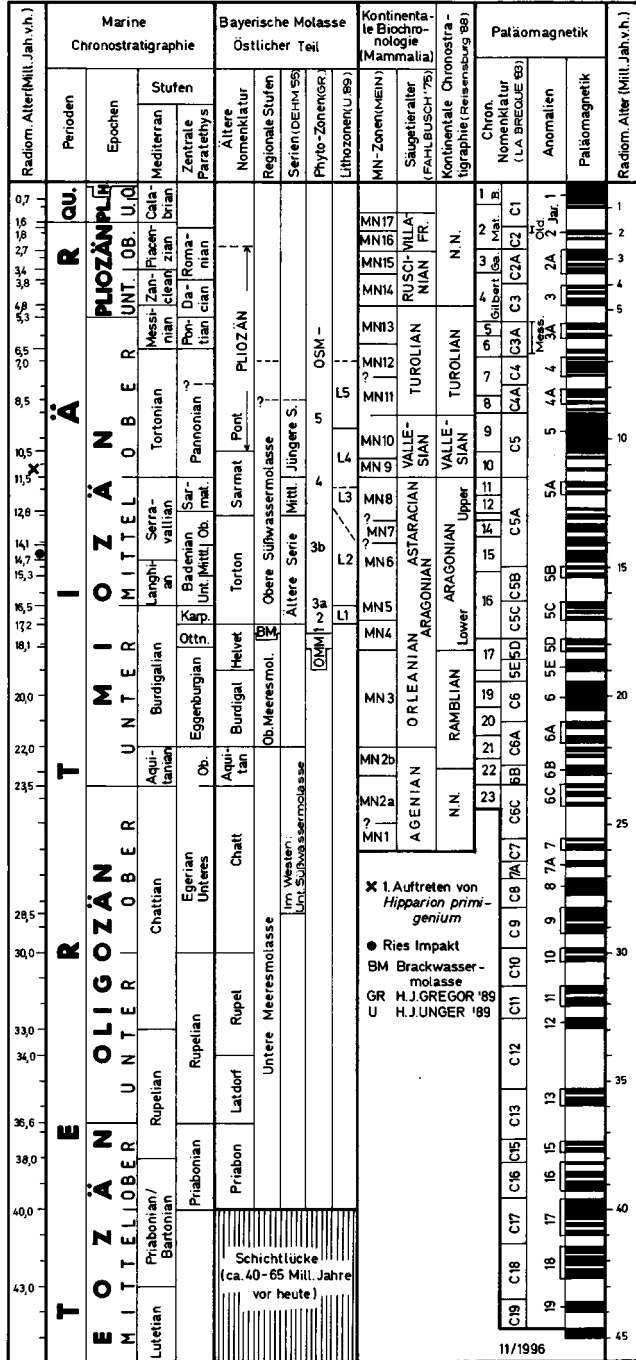
Im folgenden werden die Sedimentationsabläufe und die Fazies der Sedimente im Ostmolassebereich vom Obereozän bis zum Obermiozän beschrieben.

4.4.1 Paleozän und Eozän (Älteste Ablagerungen im Molassebecken)

In einigen Bohrungen der östlichen Vorlandmolasse werden von den Bearbeitern über dem Basement, über paläozoischen oder mesozoischen Ablagerungen als Basisbildungen dunkle, pyritreiche Tone oder Tonmergel beschrieben, die nach HAGN (1960) wahrscheinlich oberpaläozänes Alter haben. Genetisch gehören sie zum marinen Sedimentationsraum des Helvetischen Troges im S.

Erst im Obereozän (Priabon) erreichten als submarine Bodenfracht von S, aus dem Helvetischen Trog, die sogenannten **Priabon-Sandsteine** (bis zu 30 m mächtig) oder Ba-

Tabelle 4.4-1: Gegenüberstellung stratigraphischer Gliederungen in der bayerischen Molasse



sissandsteine den Raum der heutigen Ostmolasse. Zeitgleich werden von NE aus dem Moldanubikum graue, glaukonitische, z. T. feinkiesige Mittel- bis Grobsande nach S in das Becken geschüttet.

Darüber lagern der Untere- und Obere **Lithothamnienkalk** sowie dessen Schuttkalke. Es handelt sich dabei um Riff-Sedimente, gelblichgraue Kalke, die von Kalkalgen (Lithothamnien) und anderen Fossilresten aufgebaut sind (Abb. 4.4-1). Gegen SE läßt sich eine fazielle Differenzierung in fossilreiche, grauoliv, glaukonitische **Discocyclinenmergel**, Nummuliten-führende Sand- und Kalksandsteine sowie Uvigerinen-führende **Globigerinenkalke** durchführen. Diese Sedimente können sowohl den Oberen wie auch den Unteren Lithothamnienkalk vertreten; sie sind Indikatoren für tieferes Wasser.

Südwestlich und nordöstlich des Landshut-Neuöttinger Hochs schaltet sich als strandnahe Fazies der graue, mittel- bis grobkörnige, z. T. feinkiesige, manchmal glaukonitische **Ampfinger Sandstein** in die Lithothamnienkalkabfolge ein bzw. vertritt letztere faziell. Das Milieu bei der Schüttung des Ampfinger Sandsteins war, je stärker die Sandeinschüttung erfolgte, umso ungünstiger für die Lithothamnien. Der Ampfinger Sandstein wurde vom damals offensichtlich freiliegenden Landshut-Neuöttinger Hoch randnah in das Becken geschüttet. Je flacher das Meer, umso lebensfeindlicher waren die Bedingungen für die Lithothamnien. Östlich des Landshut-Neuöttinger Hochs verzahnt sich der Ampfinger Sandstein mit kiesigen Sandeinschüttungen aus dem Moldanubikum respektive vom Aidenbach-Griesbacher Hoch, das damals ebenfalls freilag.

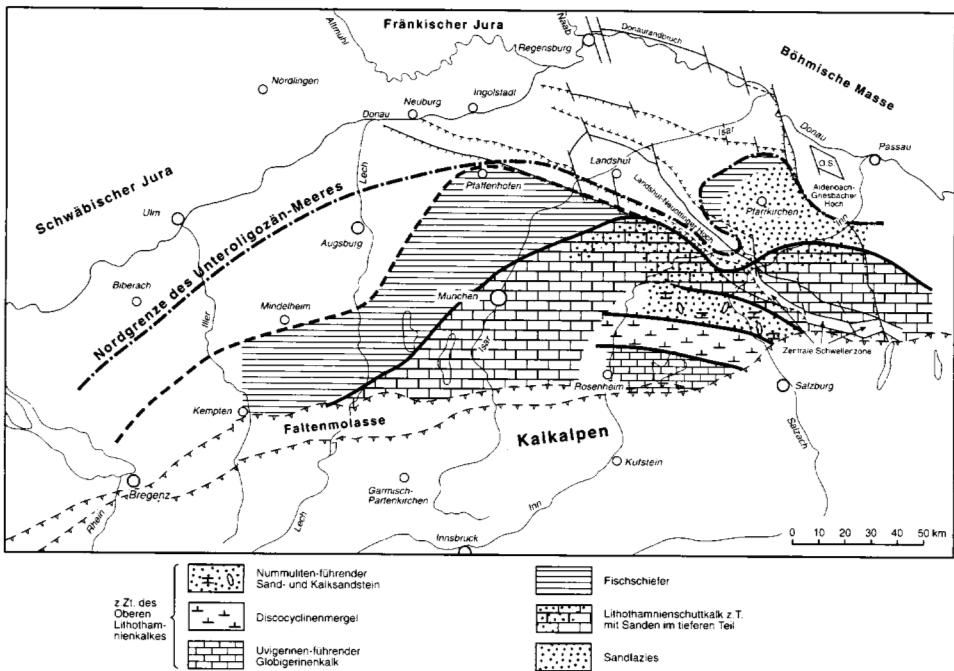


Abb. 4.4-1 Paläogeographie und Lithofazies des Priabon bis Latdorf (Unteres Rupel).

4.4.2 Oligozän bis tieferes Untermiozän (Untere Meeresmolasse mit Unterer Brackwassermolasse)

Unteres Unteroligozän (Latdorf)

Zeitgleich mit den mächtigen Deutenhausener Schichten in der Faltenmolasse treten in der Vorlandmolasse feingeschichtete, dunkelbraungraue bis grauschwarze, fossilreiche (Fischreste) Tonmergel auf, die im tieferen Teil Glaukonit und dünne Feinsandlagen führen können, wobei letztere von S eingeschwemmt wurden. Diese bis 40 m mächtigen **Fischschiefer** des tiefsten Rupel (Latdorf) sind flächig verbreitet und ein charakteristischer Leithorizont (Abb. 4.4-1). Mit ihnen beginnt die Molassesedimentation.

Unteroligozän, Rupel, UMa

Das unteroligozäne Rupel repräsentieren neben den **Latdorf-Fischschiefern** von unten nach oben: Heller Mergelkalk, Bändermergel und „Rupel“-Tonmergel. Die Gesamtmächtigkeit des Rupel erreicht bis zu 1400 m (Abb. 4.4-2).

Als lithologischer Marker tritt an der Rupelbasis horizontbeständig der bis zu 15 m mächtige, sehr harte **Helle Mergelkalk**, ein Coccolithenkalk, auf, den schwach sandige, gebänderte Mergel (**Bändermergel**), dunkelbraungrau mit geringmächtigen, weißgelblichen Coccolithenkalkzwischenlagen (daher die Bänderung), bis 60 m Mächtigkeit überlagern. Darüber folgen dunkel- bis mittelgraue, schluffige bis feinsandige Tonmergel (**„Rupel“-Tonmergel**), denen fein- bis mittelkörnige Sande eingeschaltet sein können, die von N her bis in die Wasserburger Senke eingeschüttet und gasproduktiv angetroffen wurden („Isener Gassand“) (Abb. 4.4-2).

Von S schoben sich zu dieser Zeit Geröllmergel-Schuttfächer ins Meer vor, die als Vorläufer des späteren Leitzach- und Traun-Fächers interpretiert werden können. Aus ihnen entwickelten sich im folgenden Eger die turbiditischen **Puchkirchener Serien**. Im oberen Rupel machten sich im SW die tieferen **Bausteinschichten** bereits als Indiz eines seichter werdenden Meeres bzw. der nach E vorrückenden Küste bemerkbar.

Die „Rupel“-Tonmergel gehen ohne fazielle Differenzierung in die darüber lagernden **Liegenden Tonmergel** des Unteren Eger über. Die Obergrenze der „Rupel“-Tonmergel ist daher in der Ostmolasse nur mikrofaunistisch faßbar: Mit dem massenhaften Einsetzen der Foraminifere *Asterigerina praeplanorbis* HAGN (von oben kommend) beginnen übereinkunftsgemäß die „Rupel“-Tonmergel. Diese Tonmergel überdecken als erstes tertiäres Schichtglied Teile des Landshut-Neuöttinger Hochs, das bis zu diesem Zeitpunkt mehr oder minder frei lag.

Oberoligozän, Unteres Eger (Chatt bis tieferes Aquitan), UMj

Das Oberoligozän (Unteres Eger, Chatt) ist geprägt durch marin-brackische Entwicklung in der Ostmolasse (bei pendelnder Küstenlinie und Schelfbereich östlich von München) und limno-fluviatiler Ausprägung (Untere Süßwassermolasse) im W (Abb. 4.4-3).

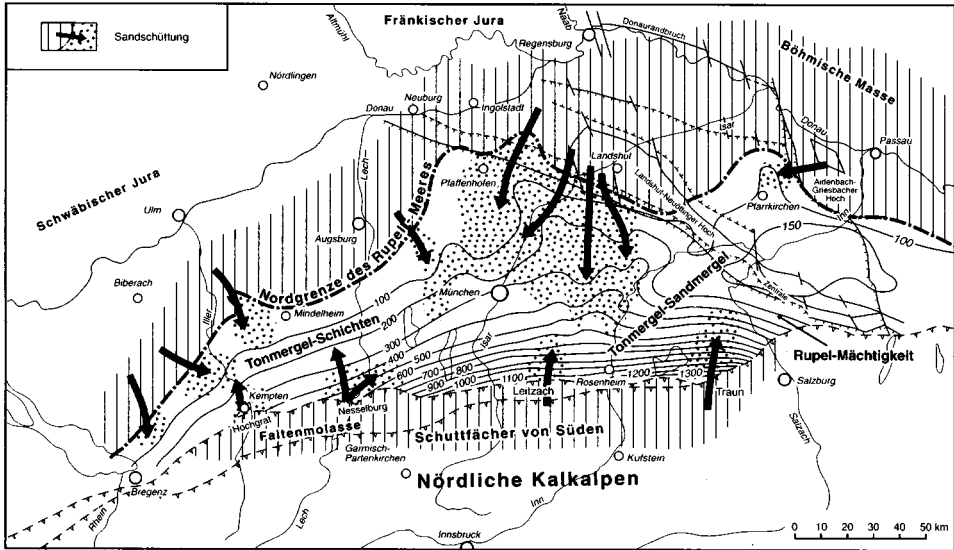


Abb. 4.4-2 Paläogeographie, Mächtigkeit und Sandverbreitung im Ruppel.

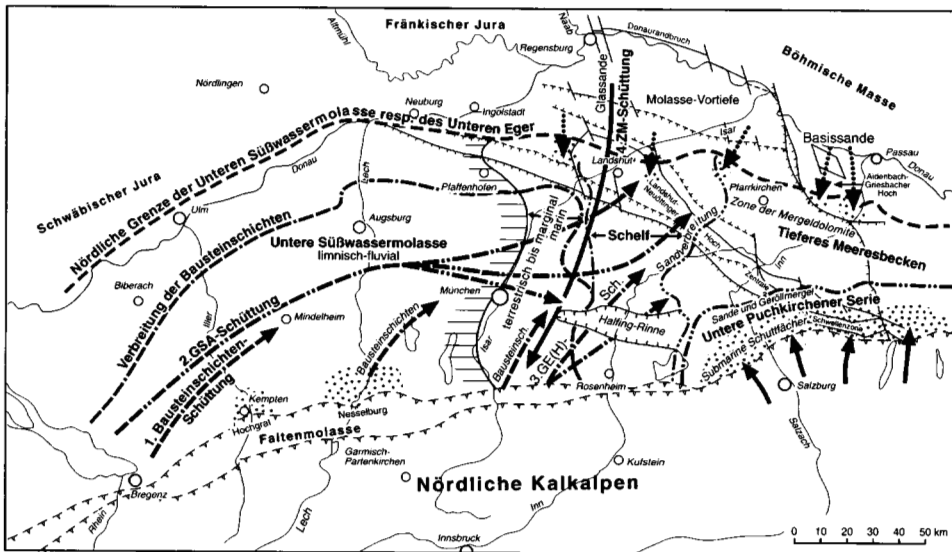


Abb. 4.4-3 Paläogeographie des Unteren Eger.

Unterschiedliche Sandschüttungen erreichten den Raum der heutigen Ostmolasse. Die von SW fluviatil geschütteten Mittel- bis Grobsande, deren Schwermineralspektrum eine Granat-Stauroolith-Apatit-Dominanz zeigt, lassen sich über den Schelf hinweg nach E nachweisen. Sie sind verantwortlich für die Entstehung der späteren **Halving-Rinne** (einer submarinen Erosionsrinne am Rand des Schelfs) im Unteren und Oberen Eger (Abb. 4.4-3, 4.4-4). Der im E bereits im Rupel aktive Leitzach-Geröllmergel-Schuttfächer verstärkt sich nun im Unteren Eger zu einer weit nach N reichenden, sandreichen Schüttung, die schwermineralanalytisch eine Granat-Epidot-(Hornblende)-Dominanz zeigt und die als sogenannter „**Chatt**“-Sand sich bis zum Landshut-Neuöttinger Hoch im N ausbreitete, wobei sie sich mit den Sanden der von W kommenden Schüttung verzahnt und mit ihnen wechsellagert. Seine kumulative Mächtigkeit erreicht um 300 m (GRIMM 1965), wobei die obersten 100 bis 200 m oft als geschlossene Sandabfolge vorliegen können und an Antithetern gashöfzig angetroffen wurden.

Petrographisch handelt es sich beim „Chatt“-Sand um einen hell- bis grünlichgrauen, gelegentlich feinkiesigen Fein- bis Mittelsand mit wechselnd mächtigen, grauen bis grünlichgrauen Ton- bis Sandmergelzwischenlagen. Gegen die Küste zu werden diese Tonmergellagen mächtiger und nehmen eine rötlichbraune bis grünliche Färbung an. Im marginal-marinen Bereich der W-E-oszillierenden Küste wurden Kohlen erbohrt. Im allgemeinen zeigt der „Chatt“-Sand über weite Strecken eine einheitliche fazielle Ausbildung. Zeitlich nach der „Chatt“-Sand-Schüttung aus S erreichte von N eine weitere Sandschüttung das Molassebecken, die der Glassande. Es handelt sich dabei um kalkfreie bis kalkarme, graue, gelbliche, feinkiesige Mittel- bis Grobquarzsande mit einem Zirkon-Monazit-(Andalusit)-Schwermineralspektrum, was ihre Herkunft z. T. aus der Böhmisches Masse belegt. In den höchsten Abschnitten des „Chatt“-Sandes vermischen sich die **Glassande** mit ihm. Die Glassande sind noch im nördlichen Teil der Faltenmolasse und im Vorland zwischen Lech und Leitzach faßbar. Ihre Gesamtmächtigkeit kann bis zu 40 m erreichen. Im E der Ostmolasse baute sich der im oberen Rupel bereits nachweisbare Traun-Geröllmergel-Schuttfächer zu einer mächtigen Schlammstrom-Schüttung von S bis weit nach N auf, die als Untere **Puchkirchener Serie** vom Chiemsee bis nach Oberösterreich nachgewiesen ist. Es handelt sich dabei um eine turbiditische Abfolge von Konglomeraten, Geröllen, Kiesen, Sanden und Mergeln (Geröllmergeln), die als Schlammströme weit nach N vordrangen. Zutage anstehend ist diese Schichtenfolge im berühmten Traunprofil nördlich von Siegsdorf bis zu 1500 m mächtig aufgeschlossen (GANSS 1956, 1977), in der Bohrung Mauerham ist sie im Bohrprofil immerhin noch etwa 550 m mächtig (MÜLLER 1978) (Abb. 4.4-3).

Untermiozän, Oberes Eger (Höheres Aquitan), UMj

Im Oberen Eger herrschten ähnliche Sedimentationsbedingungen wie im Unteren Eger. Im W limnisch-fluviatil, im E marginal marin bis vollmarin. Von SW nach E wurden die sogenannten granitischen Sande transportiert, die bis zum Schelfgebiet im Bereich der Ostmolasse nachzuweisen sind (Abb. 4.4-4).

Östlich von München beginnt das Obere Eger mit einer Tonmergel-Folge, die im tieferen Beckenteil im E als marine, typisch braungrau gefärbte Mergelabfolge vorliegt und die gegen W, mit Sandeinschaltungen, im Küstenbereich eine graue Färbung annimmt. Zwischen München und dem Inn im E liegt nun wieder ein Schelf, über den die

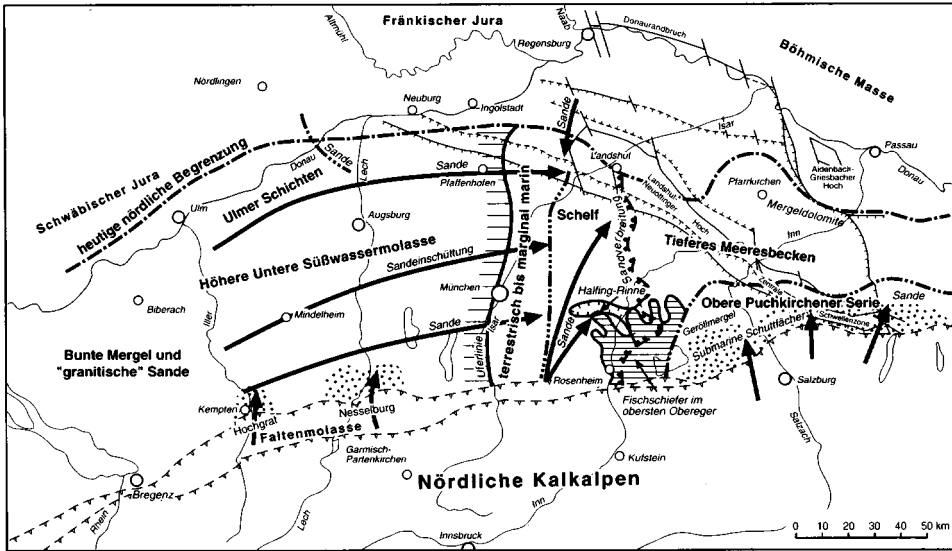


Abb. 4.4-4 Paläogeographie und Fazies des Oberen Eger.

Flüsse der höheren Unteren Süßwassermolasse in das östlich liegende, tiefere Meeresbecken münden.

Eine dieser markanten submarinen Flußrinnen, bereits seit dem Unteren Eger bestehend, die sich in den Schelf eingrub, ist die mit der Bohrung Halving C 1 im Jahre 1969 entdeckte „Halving-Rinne“. Sie dürfte im Oberen Eger bereits wieder durch submarine Rutschmassen in tonig-sandiger, grauer Fazies mit Kieselgur weitgehend verfüllt worden sein (Abb. 4.4-4). Als die Halving-Rinne bereits wieder zugefüllt war, kamen über die Schüttungsbahn des **Leitzach-Schuttfächers**, über grauen Tonmergeln an der Basis, Fein- bis Mittelsande von S in das Becken, die sich bis zum Landshut-Neuöttinger Hoch nach N ausbreiteten und sich ebenfalls mit der aus W kommenden fluviatilen Schüttung der Höheren Unteren Süßwassermolasse verzahnten und vermischten. Diese aus S geschüttete Sandabfolge kann bis zu 1000 m mächtig werden und wurde als „**Aquitán**“-**Sand-Mergel-Folge** mehrfach gashöfzig angetroffen.

Am Nordostrand der Ostmolasse, gegen das Aidenbach-Griesbacher Hoch zu, sind aus diesem stratigraphischen Horizont Mergeldolomite bekannt.

Das oberste Obereger wird im marinen Bereich von typischen, dunkelbraungrauen Mergeln repräsentiert, die im S und auch im ostniederbayerischen Raum faziell als Fischeiefer vorliegen können (WENGER 1985).

Im äußersten E, bis weit nach Oberösterreich sich erstreckend, lagert über der Unteren **Puchkirchener Serie** des Untereger die Obere Puchkirchener Serie. Faziell handelt es sich um graue Mergel, Geröllmergel und Konglomerate einer turbiditischen Abfolge im marinen Milieu, die sich, z. T. als Schlammströme weit nach N ergossen. Zutage aufgeschlossen mit bis zu 1000 m Mächtigkeit ist diese Abfolge im Traunprofil nördlich von Siegsdorf (HAGN & HÖLZL 1952) mit den bekannten N-fallenden Konglomeraten der Blauen Wand. In den Bohrungen der Ostmolasse wurden die Puchkirchener Se-

rien bis weit nach N nachgewiesen, wobei eine Überlagerung durch Fischschiefer des obersten Obereger vorliegen kann. (In den paläogeographischen Übersichtskarten ist die Darstellung insofern kompliziert, als man kein dreidimensionales Bild der Lagerung, sondern nur die zeitliche Abfolge darstellen kann.)

Von N wurden während des Obereger, schwächer als von S, ebenfalls Sande auf den Schelf geschüttet, die anhand ihres Schwermineralspektrums als küstennahe Sedimente aus dem Moldanubikum identifiziert wurden.

4.4.3 Mittleres Untermiozän (Obere Meeresmolasse mit Oberer Brackwassermolasse), OM

Untermiozän, Eggenburg

Im oberen Eggenburg wurde die seit dem Oberoligozän unterbrochene Meeresverbindung gegen SW zur Rhônesenke wiederhergestellt. Bis zum Mittleren Ottnang bestand nun diese durchgehende Meeresverbindung von der Westlichen Paratethys (mit offener Verbindung zum Westmediterrän) über die Zentrale Paratethys bis zum heutigen Kaspisee (RÖGL & STEININGER 1983). Im Oberen Ottnang wurde dieses offene Meer gegen SW wieder unterbrochen. In dieser Regressionsphase entstanden dann in der Ostmolasse die **Oncophoraschichten**.

Das Eggenburg transgredierte von E („Haller Schlier“ in Oberösterreich) und W in das Ostmolasse-Gebiet. Von S lassen sich einzelne Einschüttungszungen (Irschenberg, Taubenberg) nachweisen. Im Ortenburger Senkungsfeld ist im berühmten Maierhofbruch der fossilreiche, fein- bis grobkörnige bis feinkiesige **Ortenburger Meeressand** (u. a. schöne große Pecten) des mittleren Eggenburg zutage anstehend aufgeschlossen. Hier zeigt sich, daß neben der transgressiven Komponente aus E auch ein hoher Prozentsatz moldanubischen Materials (schwermineralanalytisch nachgewiesen) vorliegt, was sich vor allem westlich und südlich des Aidenbach-Griesbacher Hochs bemerkbar macht.

Im S und E des Molassebeckens, bei Mächtigkeiten bis zu 1000 m, wird das Eggenburg von mittelgrauen, feinsandigen Tonmergeln einer tiefmarinen Fazies repräsentiert, wobei fein- bis mittelkörnige Sande als Linsen im tieferen Teil der Abfolge auftreten können. Generell wurden die Sedimente sowohl aus SW als auch aus E in das Molassebecken geschüttet, wobei von N nicht zu unterschätzende Sandeinschüttungen aus der Böhmisches Masse in den östlichen Teil erfolgten.

Untermiozän, Ottnang

Das Ottnang repräsentieren in der Ostmolasse (von unten nach oben) die marinen Untersimbacher Schichten (sensu WENGER 1985) und die Neuhofener Schichten im unteren Teil, die marinen Glaukonitsande und Blättermergel im mittleren und die brackischen Oncophora- (im westlichen Teil Kirchberger) Schichten im oberen Teil (Abb. 4.4-5, 4.4-6, 4.4-7). Zutage anstehend finden sich die Ottnang-Sedimente im sogenannten Traunprofil (etwa 700 m mächtig) und in Ostniederbayern. Am Nordrand des Beckens könnten Teile der sogenannten **Herrnwahlanner Schichten** (WEBER 1978) als fluvial von N eingeschüttete Sedimente in einen küstennahen, flachmarinen Bereich im Oberen Ottnang gedeutet werden.

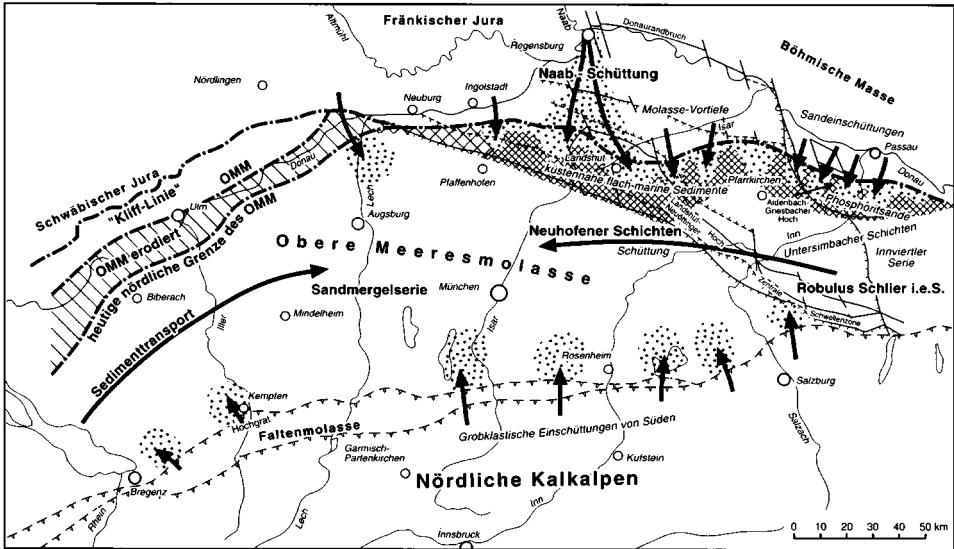


Abb. 4.4-5 Paläogeographie des Unteren Ottung.

Das Untere Ottung beherrschen im Ostmolasse-Bereich im zentralen Beckenteil die **Untersimbacher Schichten** im tiefsten Teil (WENGER 1985) und die **Neuhofener Schichten**. Petrographisch handelt es sich dabei um bis zu 220 m mächtige, graue Feinsandmergel, die nach N infolge fluviatiler Einschüttungen aus der Böhmischen Masse zunehmend sandiger werden. In Oberösterreich entspricht der Robulus Schlier i. e. S. und die Innviertler Serie dem Unteren Ottung (Abb. 4.4-5). Die vorwiegend feinsandigen bis pelitischen Sedimente des Unteren Ottung (Neuhofener Schichten, bzw. Innviertler Serie in Oberösterreich) verzahnen sich im S des Beckens mit den teilweise grobklastischen Fan-Delta-Sedimenten der sogenannten Sand-Schottergruppe. Dieses Fan-Delta war wahrscheinlich für das Untere Ottung einer der Hauptlieferanten alpinen Sedimentmaterials, das dann von hier aus durch ausgeprägte Gezeitenströmungen eine weite Verteilung im Becken erfuhr (FAUPL & ROETZEL 1990).

Bereits ab dem Unteren Ottung dürften in verstärktem Maße Einschüttungen aus dem späteren Naab-Tal in das Molassebecken erfolgt sein. Diese fluviatilen Sedimente vermischten sich am nördlichen Beckenrand strandnah mit den flachmarinen Sedimenten der Küstenzone (Abb. 4.4-5).

Am Nordostrand des Beckens sind küstennah geröllführende **Phosphoritsande** bekannt, deren Phosphoritknollen wahrscheinlich aus Sedimenten des Oberen Eger stammen und hier resedimentiert wurden. Die Küste des Unteren Eger hatte sich bereits auf das Aidenbach-Griesbacher Hoch nach N vorgeschoben, lief in einem Bogen nördlich von Landshut um das Landshut-Neuöttinger Hoch herum und südlich von Neuburg über die Donau bis zur Klifflinie. Zeitweise dürfte das Meer über diese Klifflinie hinaus nach N vorgestoßen sein (GALL et al. 1977) (Abb. 4.4-6).

Im Ostteil des Beckens lagern über den Neuhofener Schichten die bis zu 25 m mächtigen, grauen **Blättermergel** und darüber die bis zu 45 m mächtigen, durch Glaukonit ty-

pisch grün gefärbten **Glaukonitsande**. An der Basis sind letztere grobkörnig bis feinkiesig entwickelt, im höheren Teil tritt Kornverfeinerung zu Fein- bis Mittelsanden ein mit zunehmend mächtigeren Mergelzwischenlagen in Blättermergel-Fazies. In Oberösterreich entsprechen die Glaukonitische Serie und der Rotalienschlier den oben beschriebenen Sedimenten. Gegen die Küste im N wechseln die im tieferen Beckenteil gut trennbaren marinen Glaukonitsande und Blättermergel in eine indifferente, sandmergelige Fazies mit unterschiedlich hohem Glaukonitanteil, die nur noch mikrofaunistisch (artenarme und kleinwüchsige Mikrofauna) als zum Mittleren Ottang gehörig erkannt werden kann. In diese sandmergelige, küstennahe Fazies sind im E grobklastische Rinnensedimente wie etwa der **Brombacher Meeressand**, eine fluviatile Einschüttung von N aus dem Moldanubikum ins Meer oder Sedimente einer strandnahen Fazies (Fazies von Holzbach und Höch) eingeschaltet. Bei letzterer handelt es sich um fossilreiche Grobsande bis Feinkiese mit pelitischen Zwischenlagen, die sich im Gezeitenbereich, küstennah, unterhalb der Wasserlinie, über submarin aufragenden Kristallinrücken vor Buchten in unterschiedlichen stratigraphischen Niveaus gebildet haben. Sie können in jedem Niveau im ? Unteren und Mittleren Ottang auftreten, je nach den morphologischen Vorgaben entlang der Küste.

Die von N aus dem Naab-Tal nach S laufende Schüttung nimmt im Mittleren Ottang an Intensität zu. Ab dem Mittleren Ottang läßt sich südlich und südöstlich von Regensburg von einer eindeutig ansprechbaren Nordfazies (im Gegensatz zur Südfazies des Zentrals) sprechen, die auch in Bohrungen sicher nachzuweisen ist. Die südlichen Ausläufer dieser Naab-Schüttung erreichen im Mittleren Ottang bereits das Landshut-Neuöttinger Hoch nördlich von Landshut. Damit beginnt im N des ostbayerischen Molassebeckens die Sedimentation des sogenannten Braunkohlentertiärs i. w. S. (Abb. 4.4-6). Am südlichen Rand des Beckens setzen sich die grobklastischen Einschüttungen nach N in den Schüttungskegeln fort.

Bereits Ende des Mittleren Ottangs hatte sich das Meer aus großen Teilen des Molassebeckens zurückgezogen. Zurück blieben über längere Zeit Brackwasserbecken, die langsam aussüßten. So finden sich in der Ostmolasse Sedimente der sich nach S zurückziehenden Oncophora-See z. T. nebeneinander oder verzahnt mit fluvioterrestri-schen Ablagerungen (SCHLICKUM & STRAUCH 1968). Im E spricht man von Oberer Brackwassermolasse, im W, im Verbreitungsgebiet der Kirchberger Schichten, von Süßbrackwassermolasse. Zwischen beiden Restbecken gibt es einen Übergangsbereich, dessen Ausdehnung und tatsächliches fazielles Gepräge noch weitgehend unerforscht ist (Abb. 4.4-7).

Die **Oncophoraschichten**, hellbeige-graue Feinsande, gelblich-graue Glimmersande mit Feinkieslagen und Muschelschill-Lagen (Muschelbergwerke nördlich von Simbach am Inn), sind im E in Bohrungen ein guter Leithorizont. Zutage anstehend findet man sie flächig verbreitet in Ostniederbayern (NEUMAIER et al. 1957, UNGER 1984) und auch im S im Kaltenbachgraben. In Ostniederbayern gelang SCHLICKUM (1974: 522) eine sehr detaillierte Gliederung der Oncophoraschichten (von unten nach oben):

- Untere Oncophoraschichten: Mehlsand-Bereich, Schillhorizont, Glimmersand-Bereich
- Obere Oncophoraschichten: Bereich des Aussüßungshorizontes, Schillsand-Bereich, Unio-Sande, Lakustrische Schichten

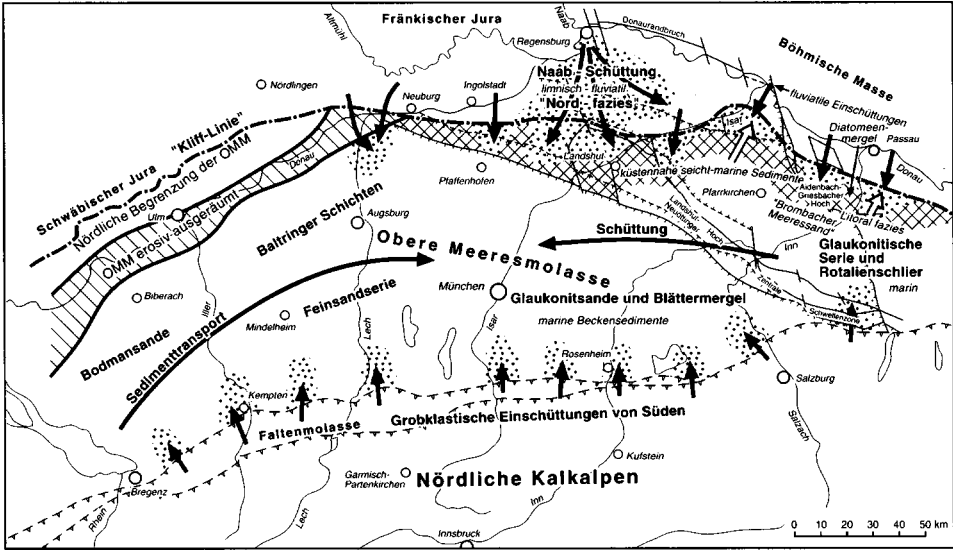


Abb. 4.4-6 Paläogeographie des Mittleren Ottnang.

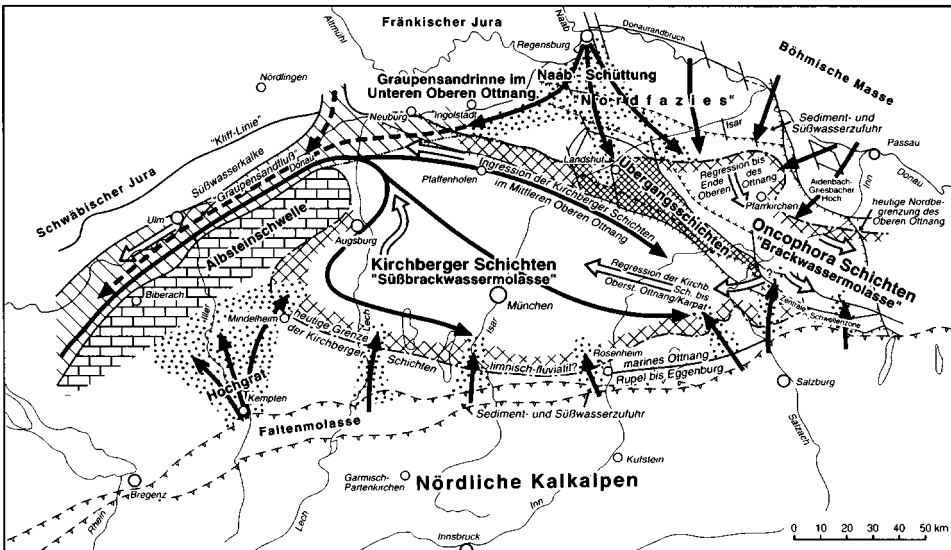


Abb. 4.4-7 Paläogeographie des Oberen Ottnang.

Inwieweit die Oncophoraschichten Ostbayerns zeitlich den Kirchberger Schichten im W entsprechen oder älter sind und welchen Umfang die sogenannte Übergangszone zwischen beiden Sedimentationsräumen hat, ist noch unklar; allein aus den Bohraufschlüssen ist eine exakte Trennung beider Fazies in den Übergangsschichten bis jetzt nicht durchführbar (Abb. 4.4-7).

4.4.4 Höheres Untermiozän bis Obermiozän (Obere Süßwassermolasse und Braunkohlentertiär i. w. S.), OS, miB

Untermiozän, Oberstes Ott nang bis Karpat

Am Übergang Ott nang zum Karpat bestand östlich des Landshut-Neuöttinger Hochs noch ein verlandender Rest der Oncophora-See. Nördlich dieses Oncophora-See-Restes gelangten Sedimente der **Limnischen Süßwasserschichten** mit gelblich- bis grünlichgrauen, schwach sandigen Tonen und Mergeln, in denen lagenweise hellbraune, glimmerreiche Feinmittelsande eingeschaltet auftreten können, zur Ablagerung. Sie repräsentieren die **Lithozone L1** (UNGER 1989). Wahrscheinlich bereits vor der Sedimentation der Süßwasserschichten i. w. S. erfolgte entlang des Grundgebirgsrandes von SE nach NW eine fluviatile Schüttung, deren Wurzeln bei Amstetten in den sich entwickelnden Alpen gelegen haben dürften. Dieser Fluß brachte Kiese und Sande mit sich, deren Schwermineralspektrum eindeutig alpiner Provenienz ist. Er dürfte stark erosiv gewesen sein, was umgelagerte Kieselhölzer tropischer Arten beweisen, die in Ostniederbayern auf sekundärer oder tertiärer Lagerstätte gefunden werden. Ihr Alter ist eindeutig Eozän, und sie dürften ursprünglich am Nordrand der Paratethys gestanden haben. Dieser sogenannte Ortenburger Schotter wird als erster Repräsentant der fluviatilen Einschüttungen grobklastischer Natur in das Molassebecken von E bis SE her interpretiert (UNGER 1996). Heute bilden diese **Ortenburger Schotter** einen engbegrenzten Strang, der sich von Oberösterreich bis nach Straubing im NW (in Bohrungen) nachweisen läßt. Sie lagern teils auf Sedimenten der Oberen Meeresmolasse (Glaukonitsande und Blättermergel erosiv freigelegt und überschottert) oder auf den Unteren Oncophoraschichten, ohne sich irgendwo mit den Oberen Oncophoraschichten zu verzahnen. Weiter gegen NW verliert sich dieser Schotterstrang bei Kornverfeinerung in den Sedimenten der Naab-Schüttung; sein weiterer Verlauf scheint dann gegen W erfolgt zu sein. Die zeitliche Einstufung des Ortenburger Schotters ins Oberste Ott nang dürfte korrekt sein (UNGER im Druck).

Die Nordfazies reicht mit ihren Sedimenten (sogenanntes Liegendtertiär) bis über das Landshut-Neuöttinger Hoch hinweg nach S bis SW und bis zum Aidenbach-Griesbacher Hoch im SE. Von S schieben sich limnisch-fluviatile Sedimente (wie etwa die der sogenannten Bunten Serie) nach N in das Molassebecken vor.

Mit den **Süßwasserschichten i. w. S.**, die als schluffige Mergel (Limnische Süßwasserschichten), als Hoisberger Schotter, Hoisberger Mergel oder als Kiessande (Fluviatile Süßwasserschichten) vorliegen können, werden Sedimente im Rahmen eines Schüttungszyklus (Lithozone L1 sensu UNGER 1989) im Südfazies-Bereich der Oberen Süßwassermolasse ausgewiesen. Wenn man den Ortenburger Schotter als erste große grobklastische, fluviatile SE-NW-Einschüttung in das Molassebecken akzeptiert, könnte man die Limnischen Süßwasserschichten als dessen feinklastischen oberen Abschnitt und die Fluviatilen Süßwasserschichten als nächste grobklastische Einschüttung, etwas weiter südlich, innerhalb des Schüttungszyklus der Lithozone L1, einstufen. Offensichtlich verlagerten sich die Hauptschüttungsachsen der grobklastischen Einschüttungen von SE ins Molassebecken ab dem Oberen Ott nang immer weiter nach S (Ortenburger Schotter am Kristallinrand entlang, Hoisberger Schotter, Nördlicher und Südlicher Vollschotter) (Abb. 4.4-8).

Zwecks analytischer Trennung einzelner grobklastischer Schüttungen wurde als flankierendes Hilfsmittel für die Kartierung und Ansprache in der Ostmolasse der

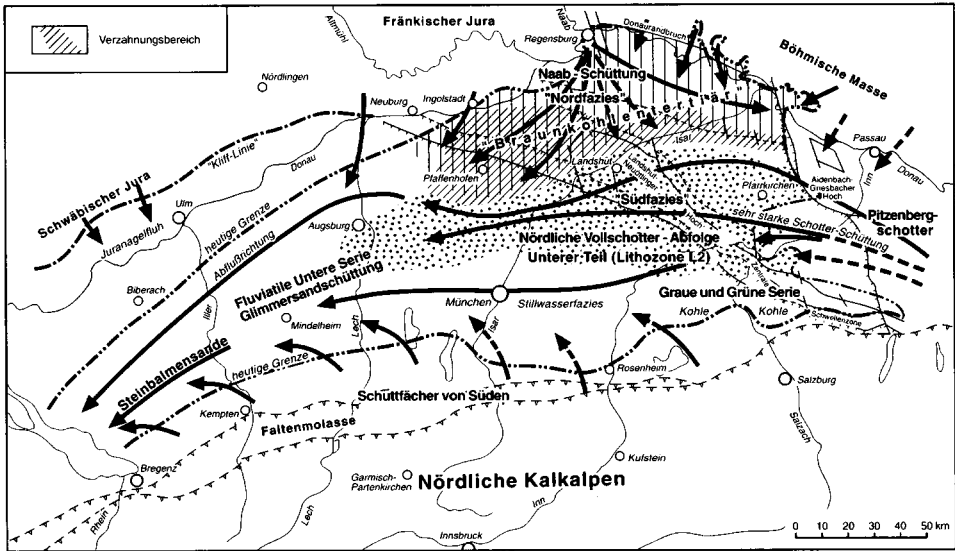


Abb. 4.4-8 Paläogeographie des Unteren Baden („Prae-Ries“).

Terminus „Lithozone“ eingeführt. Die unterschiedlichen grobklastischen Schüttungen in das Molassebecken werden nach schwermineralanalytischen Kriterien einzelnen Schüttungszyklen zugeordnet, die den jeweiligen lithostratigraphisch definierten Lithozonen zugeordnet werden (UNGER 1989).

Mittelmiozän, Baden

Mit dem Baden beginnt eine weitere große Schotterabfolge von E her in das Molassebecken. Wechselnde Hauptschüttungsrinnen mit oftmaligen Umlagerungen und Wiederaufschotterungen charakterisierten diesen Schüttungszyklus, der als **Nördliche Vollschotter-Abfolge** bezeichnet wird. Die Gerölle dieses Schotters erreichen im E Durchmesser bis 30 cm und werden einer „Enns-Schüttung“ zugeordnet (LEMCKE 1988). Diese in ihrem tieferen Teil sehr grobkörnige Schüttung wird gegen ihren nördlichen und südlichen Rand und gegen W, der Hauptentwässerungsrichtung, zunehmend feinkörniger. So findet man am südlichen Rand der Sedimentationsrinne die feinkörnige Graue Serie mit Kohleflözen, die dem unteren Teil der Nördlichen Vollschotter-Abfolge (**Lithozone L2**) im Zentralteil des Beckens entspricht und die von der ebenfalls feinkörnigen Grünen Serie überlagert wird.

Am Nordrand der Schüttungsrinne verzahnen sich die limnisch-fluviatilen Sedimente des tieferen Teils der Nördlichen Vollschotter-Abfolge („Südazies“) mit den feinkörnigen Sedimenten aus der Naab-Schüttung („Braunkohletertiär i. w. S.“, „Nordfazies“) (Abb. 4.4-8), die nun bis über das Landshut-Neuöttinger Hoch nach S ausgreifen.

Der heutige Muldenschluss der Molasse im E erfolgte im Baden und hatte tektonische Ursachen. Während dieses tektonischen Vorganges wurde der Zentralteil des süd-deutschen Molassebeckens westlich der Linie Salzburg–Deggendorf sehr stark abge-

senkt. Diesem Ereignis fielen große Teile der weiter östlich lagernden Grobklastika der Lithozonen L1 und L2 zum Opfer und auch die Entstehung des Quarzrestschotter und des Quarzkonglomerates in Ostniederbayern sind auf dieses Ereignis zurückzuführen. Der tiefere Teil der Nördlichen Vollschotter-Abfolge wurde nach Faunen in den Säuger„zonen“ MN5/MN6 sedimentiert (HEISSIG 1986) und liegt vor dem Ries-Impakt (Tab. 4.4-1) („Prae-Ries“). In die Zeit vor dem Ries-Ereignis fällt, als Abschluß der Sedimentation des tieferen Teils der Nördlichen Vollschotter-Abfolge, eine Erosionsphase mit Reliefbildung und, nordwestlich von Landshut, teilweiser Einebnung und Ablagerung der sogenannten Sandmergeldecke. Daran schließt sich eine Sedimentationspause an, die sich paläontologisch als Schichtlücke nachweisen läßt (HEISSIG 1989: 253). Diesen Hiatus markieren die Malmkalkbrocken des **Brockhorizontes**, die als Indiz des Meteoriteneinschlags im Ries gelten. Im Liegenden und Hangenden dieses Brockhorizontes, also prae- und postriesisch, lagern Bentonite, zu Montmorillonit umgesetzte Tuffe und Aschen eines sauren Vulkanismus, die allerdings mit dem Ries-Ereignis nichts zu tun haben (s. u.). HEISSIG (1989: 254) hat sich aus paläontologischer Sicht mit den Folgen des Ries-Impaktes auseinandergesetzt. Dabei kommt er zu dem Schluß, daß man beim derzeitigen Kenntnisstand zwar deutliche Unterschiede im Entwicklungsstand mancher Faunenelemente, jedoch keine ökologisch irgendwie relevante Langzeitwirkung des Ries-Ereignisses feststellen kann. Auch die Kurzzeitwirkung muß im weiteren Umkreis der unmittelbaren Zerstörungszone relativ gering gewesen sein, da nicht einmal empfindlichere Formen ausstarben. Von einem „Auslöschen allen tierischen und pflanzlichen Lebens innerhalb weniger Sekunden zwischen den Alpen und Nordeuropa“ (RUTTE 1981) nach dem Ries-Impakt kann also keine Rede sein.

Durch den Ries-Impakt änderte sich im Molassebecken wenig: Das Sedimentationsbecken verengte sich südlich des Impaktkraters (Abb. 4.4-9). Doch so, wie sich kurz nach dem Ereignis unter gleichen klimatischen und landschaftlichen Gegebenheiten wie vorher wieder die gleichen biotischen Gleichgewichte eingestellt hatten (HEISSIG 1989: 256), setzte mit der Sedimentation des Hangenden Nördlichen Vollschotter (**Lithozone L3**) und der des Südlichen Vollschotter das Schüttungsgeschehen wieder voll ein. Von NE erreichten nun bereits die ersten stärkeren grobklastischen Einschüttungen aus der Böhmisches Masse den Südfazies-Bereich und verzahnten sich mit den Grobklastika der höheren Nördlichen Vollschotter-Abfolge (Lithozone L3), die u. a. auch resedimentierte Grobklastika aus dem in Hochlage gekommenen Gebiet östlich des Inn beinhaltet (UNGER 1989). Im E entstand unter einem warmgemäßigen Klima (GREGOR 1982: 19) durch Verwitterung der kaolinisierte **Quarzrestschotter** und das **Quarzkonglomerat** aus den karbonatreichen Schottern und Sanden des Nördlichen Vollschotter, der durch den Muldenschluß in diesem Gebiet in Hochlage gekommen war.

Zeitgleich oder etwas später zum Hangenden Nördlichen Vollschotter (Lithozone L3) erreichte von SE der **Südliche Vollschotter** das Molassebecken. Er wird durch die energetisch stärkere Schüttung des Hangenden Nördlichen Vollschotter nach W abgelenkt und verliert bereits nordwestlich des Inns seinen grobkörnigen Habitus (in Oberösterreich heißt dieser Schotter „Munderfinger Schotter“) (Abb. 4.4-9).

Im N erreicht nun die Naab-Schüttung ihre größte räumliche Verbreitung. Ihre Sedimente werden unter der Bezeichnung „Braunkohlentertiär“ zusammengefaßt. Petrographisch repräsentieren sie die sogenannte Nordfazies mit Sanden, Schluffen, Tonen und Kohlen.

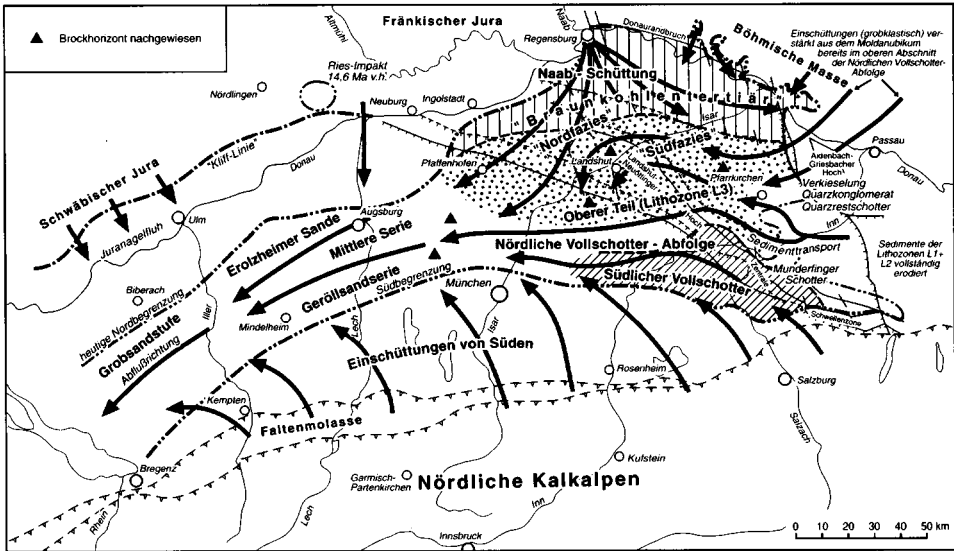


Abb. 4.4-9 Paläogeographie des Oberen Baden bis Sarmat („Post-Ries“).

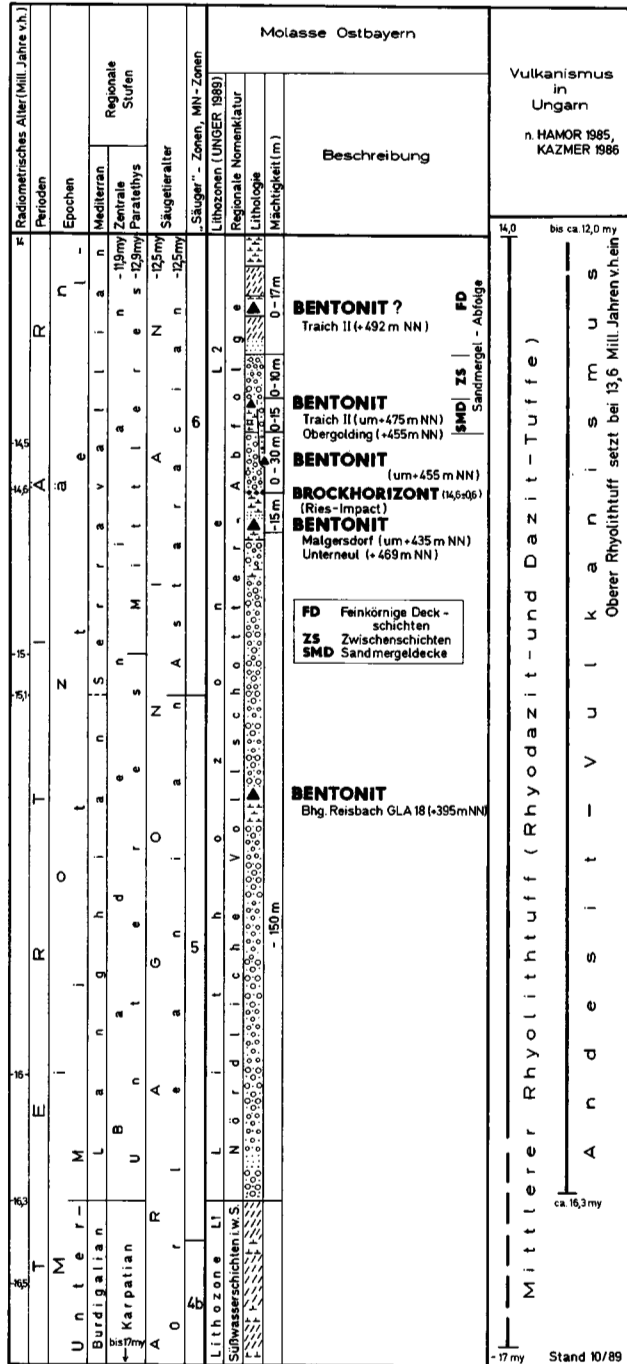
Die Nördliche Vollschocter-Abfolge bedecken am Top, wenn sie der Erosion entgangen sind, Kalkmergel und stark kalkhaltige Schluffe, was als Indiz für warmklimatische Verhältnisse interpretiert wird. Zeitlich dürfte diese Schüttung am Ende des Baden beendet gewesen sein.

Bentonite der Ostmolasse: Während der Sedimentation der Nördlichen Vollschocter-Abfolge, also prae- wie auch post-riesisch, wurden in die weitverzweigten Stillwasserbereiche des großen distributären Stromsystems der Nördlichen Vollschocter vulkanische Tuffe und Aschen eingeweht oder von den Rändern her eingeschwemmt. Ein warmgemäßigtes Klima bei hohem Wasserangebot begünstigte im höheren Baden, neben der Entstehung von Kalkmergeln, auch die Umsetzung der Glastuffe und Aschen zu Montmorillonit (Smektit). Es entstanden bauwürdige Lagerstätten.

Aus den vorliegenden analytischen Werten ergibt sich, daß die Bentonite von Tuffen respektive Glastuffen und Glasaschen rhyolithischen, andesitischen und dazitischen Charakters abgeleitet werden können. Bekannt sind derzeit Bentontite in fünf NN-Höhenlagen, von denen drei Bentonite nach faunistischen und lithostratigraphischen Kriterien einstuftbar sind. Sie lagern durchwegs im unteren Teil des Mittelmiozäns, im Mittleren Baden, einem Zeitraum zwischen etwa 14,8-14,2 Millionen Jahren vor heute (Tab. 4.4-2).

Die Bentonite dürften nach UNGER et al. (1990) auf Tuffe und Aschen eines Rhyolith- und Andesit-Vulkanismus im Pannonischen Becken zurückzuführen sein. Da Teile des Pannonischen Beckens im Mittelmiozän (Mittleres Baden) unter Meeresbedeckung lagen, muß es nach LORENZ (1985: 120) phreatomagmatische Eruptionen gegeben haben. Bei solchen Eruptionen folgen auf anfängliche Lavafontänen-tätigkeit große Aschen-Dampf-wolken, die Tuffe und Aschen bis in große Höhen schleudern. Ein äoli-

Tabelle 4.4-2: Stratigraphische Einstufung der ostbayerischen Bentonite und der Tuffe des Pannonischen Beckens (aus UNGER et al. 1990: 76)



scher Transport bis Bayern (Luftlinie etwa 450 km) erscheint möglich. Die jährliche Bentonit-Förderung in der bayerischen Ostmolasse lag 1995 bei etwa 500 000 Tonnen.

Mittel- bis Obermiozän, Sarmat bis Pannon

Mit der grobklastischen Schüttung des Nördlichen Vollschotters endet die Sedimentzufuhr von E. Die Hauptschüttungsrinnen im Sarmat bis Pannon kommen einerseits aus ENE, andererseits von SSE ins Becken. Die ersteren aus der Böhmischem Masse brachten Kiese, Sande, Feldspatsande und Tone. Zu Beginn der Einschüttung vermischten sie sich mit den bereits abgelagerten Grobklastika der Nördlichen-Vollschotter-Abfolge zur sogenannten **Mischserie** (schwermineralanalytisch als **Lithozone L4** definiert); im höheren Teil, als „reine“ Schüttung aus dem Moldanubikum, werden sie als **Moldanubische Serie (Lithozone L5)** bezeichnet (Abb. 4.4-10).

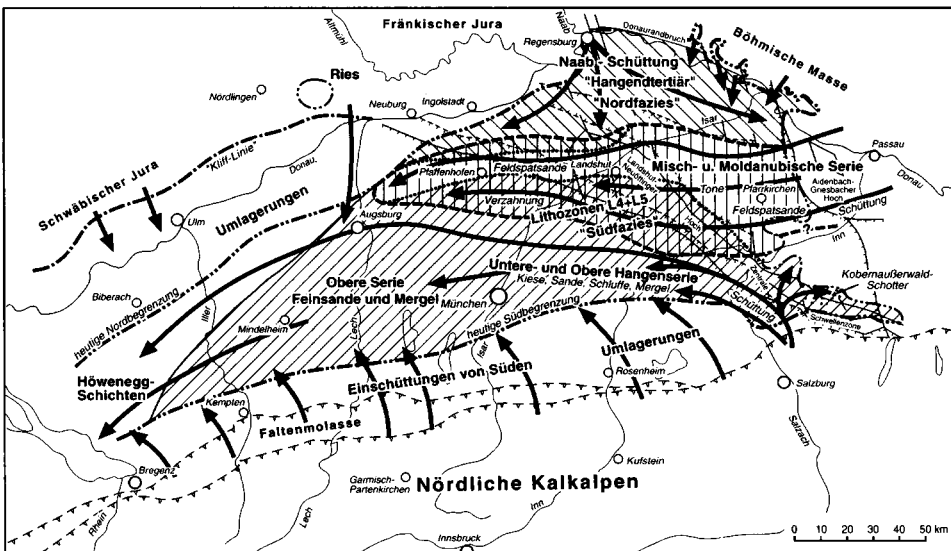


Abb. 4.4-10 Paläogeographie des Pannon.

Die aus SE aus dem „Salzachtor“ geschütteten Kiese, Sande, Schluffe und Mergel der **Unteren und Oberen Hangenserie** (Lithozonen L4 und L5) verzahnen sich in einem breiten Streifen mit den Sedimenten aus der Böhmischem Masse. Gegen W, der auch zu diesem Zeitpunkt noch herrschenden Entwässerungsrichtung, gehen diese im E noch differenzierbaren Schüttungen in die Feinsande und Mergel der Oberen Serie über. Der Sedimentationsraum, in dem sich die distributären Flüsse nun bewegen, verengte sich weiter, die Einschüttungen von S und N, auch die Naab-Schüttung, schwächten sich nun zusehends ab. Die klare petrographische Differenzierung zwischen der Nordfazies und der Südfazies bleibt im E jedoch auch jetzt noch bestehen. Auf den sich verbreiternden Rändern des Hauptstromstriches dürften nun bereits Umlagerungen größeren Ausmaßes stattgefunden haben. Erste Anzeichen für die bevorstehende

Umpolung des Gewässernetzes von einer SW-Orientierung nach E deuten sich in der Lagerung des Hausruck-Schotter in Oberösterreich an, der, von S kommend, in eine Ostrichtung umschwenkt.

Daß auch die Molasse im Laufe ihrer Geschichte, samt ihrer mesozoischen Unterlage, starken tektonischen Veränderungen unterlag steht außer Zweifel (s. Kap. 7.3). Einen kleinen Eindruck der gewaltigen Veränderungen in der Lagerung der Schichtabfolgen soll das heutige Lagerungsbild der mesozoischen und känozoischen Schichtabfolgen in den einzelnen regionalen Abschnitten der Ostmolasse vermitteln (Abb. 4.4-11).

4.5 Jüngste tertiäre Ablagerungen im Molassebecken (Schotter, pliozän bis ältestpleistozän), G

HEINZ JOSEF UNGER & GERHARD DOPPLER

Wie bereits durch den Kobernauberwald-Schotter im Obermiozän (Ende des Pannon/Anfang Pont) vorgezeichnet, scheint ab dem Pont die Umpolung der Entwässerungsrichtung in der Molasse von W-SW nach E-SE begonnen zu haben. Offensichtlich resultiert diese Umpolung aus tektonischen Bewegungen (Hebungen) des Schwarzwald-Aaremassivs im W (s. LEMCKE 1988). Die bis jetzt jüngsten Sedimente in der Molasse haben ein Alter von etwa 9–10 Millionen Jahren v. h. (Aubenham, UNGER 1983: 59), das heißt, zu diesem Zeitpunkt wurde die Hangendserie noch nach SW entwässert. Kurze Zeit später dürfte das ganze Molassebecken in Zusammenhang mit dem Aufsteigen des alpinen Orogens von einer Vortiefe in ein Abtragungsgebiet umgewandelt worden sein. Aussagen über das vorquartäre Flußnetz vom Nordrand des Molassebeckens sind mit großen Unsicherheiten behaftet, südlich davon weitgehend spekulativ (Abb. 4.5-1).

Schottervorkommen vermutlich pliozänen Alters sind lediglich auf der Südabdachung der Schwäbischen Alb bis etwa Ulm, vereinzelt im Bereich des Altmühltals und von Regensburg nach SE entlang des Randes der Böhmisches Masse häufiger erhalten. Dort tragen sie verschiedentlich auch Lokalbezeichnungen, wie der **Höhenhofer Schotter** südlich Regensburg oder die Schotter von Rittsteig, Haarschedl und Königsdobl westlich Passau. Die Ablagerungen erreichen meist nur geringe Mächtigkeit (selten bis 15 m), sind z. T. auch nur als lose Geröllstreu überliefert. Die stark verwitterten, meist durch Eisenausfällungen bräunlich gefärbten Restschottervorkommen bieten, abgesehen von ihrer Höhenlage und Geröllzusammensetzung, kaum Korrelationsmöglichkeiten. Vor allem fehlen Faunen zur biostratigraphischen Einstufung, so daß für viele der Vorkommen noch nicht einmal zwischen pliozäner und ältestpleistozäner Ablagerung gesichert unterschieden werden kann.

Auch wenn die Vorgänge im einzelnen nicht belegt werden können, ist wohl davon auszugehen, daß ein Vorläufer der Urdonau von Oberösterreich aus ab dem Pannon damit begann, rückschreitend sein Einzugsgebiet durch Flußanzapfungen und -umleitungen über das Molassebecken immer weiter nach W auszuweiten. Im Pliozän hatte sich im nördlichen Alpenvorland dann eine einheitliche Entwässerungsrichtung nach E durchgesetzt. Der Urdonau floß damals am Fuß des Schwarzwalds noch die Uraare zu, die das Schweizer Mittelland entwässerte. Im Lauf des Pliozäns wurde sie allerdings über den Sundgau zur Rhône/Saone umgelenkt und später vom Oberrhein angezapft. Aus dem heutigen Bodenseegebiet strömte der Alpenrhein der Urdonau bei

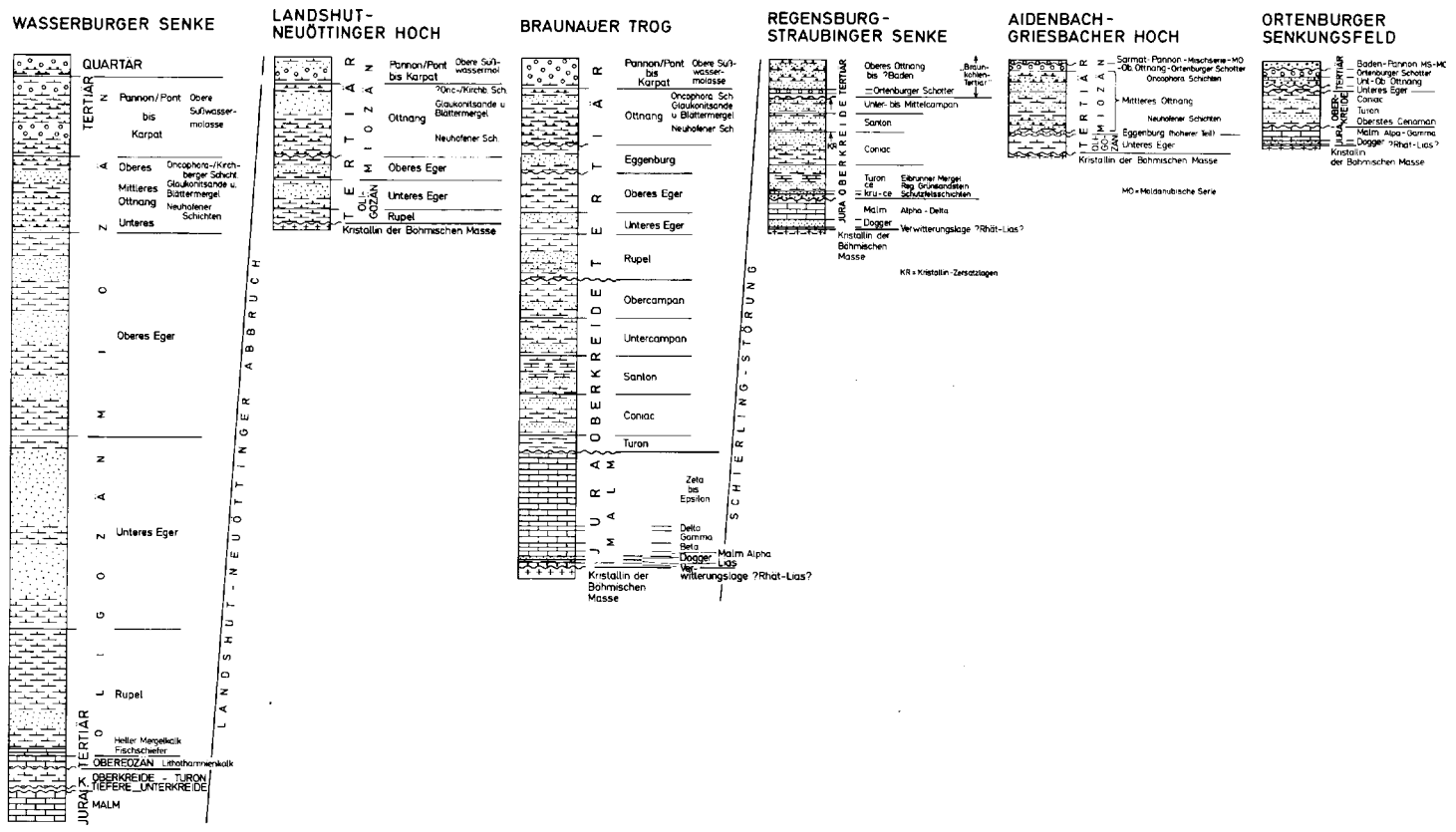


Abb. 4.4-11 Schichtmächtigkeit und stratigraphische Reichweite in den einzelnen regionalgeologischen Abschnitten der Ostmolasse.

Ehingen zu (VILLINGER 1989). Östlich des Rieses mündete bis zu seiner Umlenkung zum Rhein zu Ende des Ältestpleistozäns (vgl. Kap. 6.1.3) immer noch der Main ein, bei Regensburg weiterhin die Naab (s. ZÖBELEIN 1991).

Es könnte sein, daß diese Urdonau westlich von Passau über die Hengersberger Bucht in einem Bogen nach S umschwenkte, um sich mit den anderen nach E strömenden Flüssen zu vereinigen (Urlech ?, Urisar, Urinn und Ursalzach). Das pliozäne Landschaftsbild kann heute nur bruchstückhaft rekonstruiert werden, da die pleistozänen Vereisungen und die Veränderungen im periglazialen Bereich die Morphologie nachhaltig und grundlegend veränderten.

Im S traten die pliozänen Flüsse wahrscheinlich zumeist aus denselben Pforten wie die heutigen Flüsse aus dem Gebirge aus. Lediglich der Urinn wird auch weiterhin der Ursalzach zugeflossen sein und sein heutiges Tal erst im Laufe des Pleistozäns erobert haben (vgl. Kap. 4.3.4). Die Hauptentwässerungsrinnen im Alpenvorland verliefen dagegen sicherlich in weitestgehend anderen Bahnen als heute. Vermutungen über ihren Verlauf können nur anhand frühquartärer Schotterreste angestellt werden. Das heutige Flußnetz bildete sich letztendlich erst während des Pleistozäns heraus.

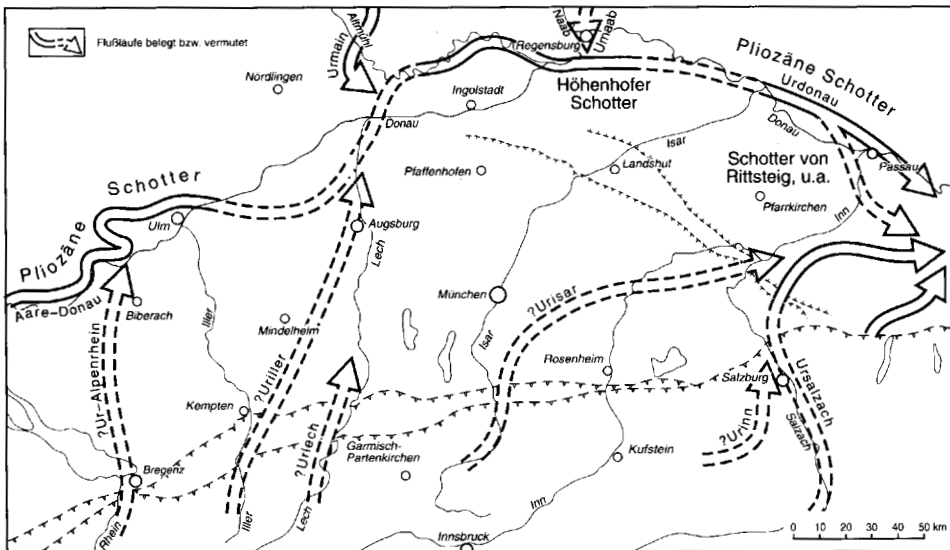


Abb. 4.5-1 Abflußsysteme des Plioazäns bis ältesten Pleistozäns.
 Unter Verwendung von BADER (1982), TILLMANN'S (1980) und VILLINGER (1989).

5 Gesteinsfolge der Alpen

5.1 Einführung

KLAUS SCHWERD

Die Alpen bilden ein Falten- und Deckengebirge, dessen sedimentäre und tektonische Anlage im Bereich der Tethys vom Perm bis heute während der „Alpidischen Ära“ der plattentektonischen Entwicklung der Erde erfolgte. Das strukturelle Bild des Gebirges geht dabei vor allem auf spätjurassische bis jungtertiäre Subduktions-, Kollisions- und Kollapsvorgänge im Bereich eines mobilen Erdkrustenstreifens zurück, der sich vom Nordrand der Adriatischen (Apulischen) Platte, ein im Laufe der Kreide plattentektonisch selbständig gewordener nördlicher Vorsprung Afrikas, zum Südrand der Europäischen Platte erstreckte. Die krustale Einengung führte in den Alpen zur tektonischen Stapelung größtenteils von der Unterkruste abgelöster, bereichsweise extrem deformierter, bis kilometermächtiger Decken und Schollen. An ihrem Aufbau sind voralpidisches Grundgebirge und mesozoisch-tertiäres, teils metamorphes Deckgebirge der Ränder genannter Platten sowie im Jura davon abgelöster Krustenstreifen und zwischen ihnen vom Oberjura zur Unterkreide neu gebildete ozeanische Serien beteiligt.

Aufgrund von fazieller Entwicklung und tektonischer Stellung der mesozoisch-tertiären Sedimente werden die Gesteinsfolgen der Alpen vom Hangenden zum Liegenden in folgende vier deckentektonisch-fazielle Hauptelemente gegliedert (Abb. 5.1-1):

Oberes, alpidisch ältestes Stockwerk bildet das aus z. T. sehr mächtigen Grund- und mesozoisch-tertiären Deckgebirgseinheiten aufgebaute **Ostalpin**, das mit den paläo-

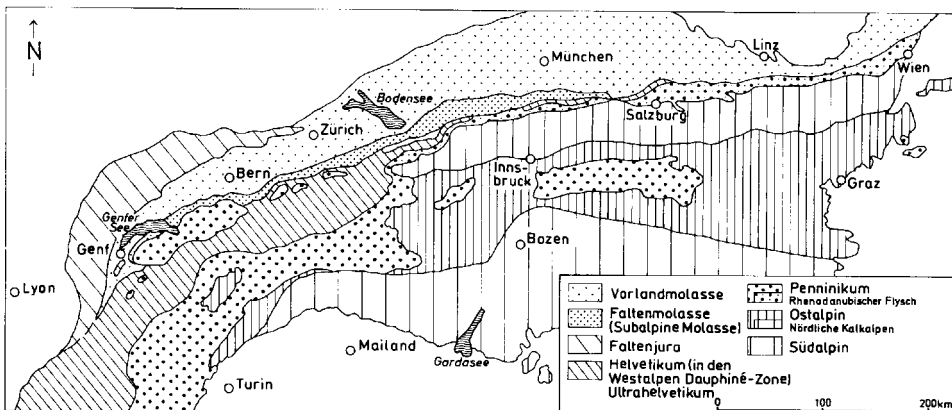


Abb. 5.1-1 Deckentektonische Großgliederung der Alpen.

geographisch ursprünglich benachbarten, heute durch das periadriatische Lineament abgetrennten Südalpen zum Nordrand der Adriatischen Platte gehörte.

Das mittlere Stockwerk, das aus mesozoisch-tertiärem Deckgebirge, teils stark ausgedünnten Grundgebirgsschwellen und streifenweise auftretenden, meist unvollständigen, jurassisch-kretazischen Ophiolithfolgen aufgebaute **Penninikum**, ist die eigentliche Kernzone der Alpen. Es markiert den vom Oberjura zur Unterkreide z. T. ozeanisierten, zentralen Bereich zwischen Adriatischer und Europäischer Platte.

Nächst tieferes paläogeographisch-tektonisches Stockwerk bilden die vorwiegend aus mesozoisch-tertiären Sedimenten bestehenden **Helvetikum-** und **Ultrahelvetikum-**Decken, die vom Südrand der Europäischen Platte abgeschürft wurden.

Tektonisch tiefstes und jüngstes Stockwerk, das die heutige nördliche Außenfront des Alpenorogens bildet, ist die **Faltenmolasse** (Subalpine Molasse), die dem Südteil des als orogenes Vorlandbecken entstandenen nordalpinen Molassebeckens angehört.

Am Aufbau des im Kartenbereich erfaßten Alpenabschnittes sind Elemente aller vier genannter deckentektonisch-fazieller Großbaueinheiten der Alpen beteiligt. Bei der stratigraphischen Bezeichnung ihrer Gesteinsfolgen wurden in vorliegenden Erläuterungen im allgemeinen die traditionellen Begriffe verwendet. An Mächtigkeiten sind die jeweils größten bekannten Werte angegeben.

5.2 Werdegang der Alpen im Kartenbereich und seines Rahmens

KLAUS SCHWERD

Perm-Trias

Im höheren Perm setzte durch plattentektonische Zerdehnung im Grenzbereich zwischen den im Superkontinent Pangäa vereinten Kontinenten Afrika und Europa Bruchspaltenbildung und streifenweise Absenkung der Kontinentkruste ein (Rifting). Dies ermöglichte der Tethys, einem sich von E zwischen eurasiatischem und östlicherem Gondwana-Teil der Pangäa einschiebendem Golf des damaligen Weltmeeres (Panthalassa), nach W in den Entstehungsraum der Alpen zu transgredieren und sich von dort ab der Mitteltrias mit dem Germanischen Meer zu verbinden.

Im Bereich der zukünftigen Alpen entwickelte sich vor allem im ost- und südalpinen Sedimentationsraum über variskischem Untergrund und permoskythischen, klastischen, nach E auch salinaren Serien während der Mittel- und Obertrias ein weiter, durch Krustendehnung zergliederter Karbonatschelf. Im Sedimentationsgebiet der zur ostalpinen Deckengruppe gehörenden Nördlichen Kalkalpen ließ das Zusammenwirken von Sedimenteintrag, Subsidenzraten und eustatischen Meeresspiegelschwankungen mächtige, ausgedehnte Flachwasser-Karbonatplattformen in Riff- und Lagunenfazies (z. B. Wettersteinkalk, Hauptdolomit) neben geringermächtigen, klastisch beeinflussten Beckensedimenten (z. B. Partnachsichten, Kössener Schichten) entstehen. Plattformen und Becken waren dabei vor allem in der Mitteltrias an aktiven Brüchen voneinander getrennt. Emersion, syndimentäre Bruchtektonik und die folgenden siliziklastisch-karbonatischen Raibler Schichten unterbrachen die Plattform-Beckenentwicklung im Karn weiträumig und gliedern sie in eine ältere, anisisch-unterkarnische und eine jüngere, norisch-rätische Gruppe. In die mitteltriassischen Sedimente der Nördlichen Kalkalpen sind zudem lokal basische bis saure Eruptivgesteine eingeschaltet.

An diesen Seichtwasserschelf grenzte seit der Mitteltrias im paläogeographisch innersten, heute südlichsten Teil der Nördlichen Kalkalpen ein Tiefwasserschelf mit teils pelagischer Kalksedimentation, die Hallstätter Fazies. Sie gehörte vermutlich zu Randbereichen eines bis in den höheren Jura wirksamen, als Hallstatt-Meliata-Ozean bezeichneten Beckens, das sich von E her bis in den Sedimentationsbereich der Berchtesgadener Kalkalpen erstreckte.

An die vollmarine süd- und ostalpine Tethystrias schlossen paläogeographisch nach außen die Ablagerungsbereiche des Penninikums und Helvetikums mit zunehmend epikontinentalem Milieu an und leiteten zum germanischen Faziesraum über.

Jura

Ab der ausgehenden Obertrias nahm die Krustendehnung zwischen Europa und Afrika in weiten Bereichen der westmediterranen Tethys deutlich zu. Im Entstehungsraum der Alpen führte dies bis zum tiefen Lias zum Zerschneiden des triassischen Karbonatschelfs und leitete eine gegenüber der Trias weitgehend neue Paläogeographie ein. Es entstand vor allem im Ost- und Südalpin, in Teilbereichen des Penninikums und abgeschwächt auch im Helvetikum ein großteils bis in den höheren Dogger, stellenweise auch bis in den Malm wirksames Bruchschollenrelief. Auf Hoch- und Tiefschwellen entwickelten sich meist geringmächtige, teils kondensierte, kalkig-mergelige Sedimente und bereichsweise dichte Netze sedimentverfüllter Spalten. In den Becken kam es in bruchstufennahen Bereichen z. T. zu massiver Sedimentumlagerung in Form von grobklastischen Bodenfracht- und Suspensionsströmen, die bruchstufenferner von eher feinkörnigen, hemipelagischen Serien abgelöst wurden (s. LEMOINE & TRÜMPY 1987).

Mit plattentektonischer Öffnung des mittleren Atlantiks im höheren Dogger begann sich Afrika samt Adriatischer Platte als nördlichem Vorsprung an Transformstörungen linksverschiebend von Europa zu trennen und relativ nach E zu bewegen. Die paläogeographischen Hauptelemente der Alpen wurden nun endgültig angelegt (s. Abb. 5.2-1): als passive Kontinentalränder am Nordrand der Adriatischen Platte das Südalpin und Ostalpin (letzteres im Kartenbereich mit Nördlichen Kalkalpen, Grauwackenzone, Ostalpinem Altkristallin und Unterostalpin), am Südrand Europas das Helvetikum und Ultrahelvetikum; dazwischen über teils kontinentaler Kruste, teils freigelegtem ozeanischem Basement das Penninikum als Zentralzone.

In den Nördlichen Kalkalpen des Kartengebietes führte das den vormaligen Trias-Seichtwasserschelf im Lias und Dogger ablösende Bruchschollenrelief zur Entstehung z. T. sehr mächtiger, vorwiegend feinklastischer Beckensedimente (z. B. Allgäuschichten) neben Kieselkalken und geringmächtigen, oft buntgefärbten Schwellenkalken. Über dieses Bruchschollenrelief hinweggreifend entwickelte sich hier nach der Trennung des Adriatischen Vorsprungs von Europa durch rasche Subsidenz in weiten Gebieten ein bis in die Unterkreide reichendes, teils pelagisches, tiefmarines Milieu (Radiolarit, Aptyschenschichten). Im südlich angrenzenden Hallstatt-Meliata-Becken setzte im Jura klastisch-kieselige Tiefwassersedimentation fort. Im penninischen Faziesraum entstanden im von der Karte angeschnittenen Bereich, dem Tauernfenster, im Jura vor allem sehr mächtige, später metamorph überprägte, siliziklastisch bis kalkige Bündner Schiefer, die vielfach von basischen Gesteinen unvollständiger Ophiolithfolgen begleitet werden. Im Schelfbereich von Helvetikum und Ultrahelvetikum wur-

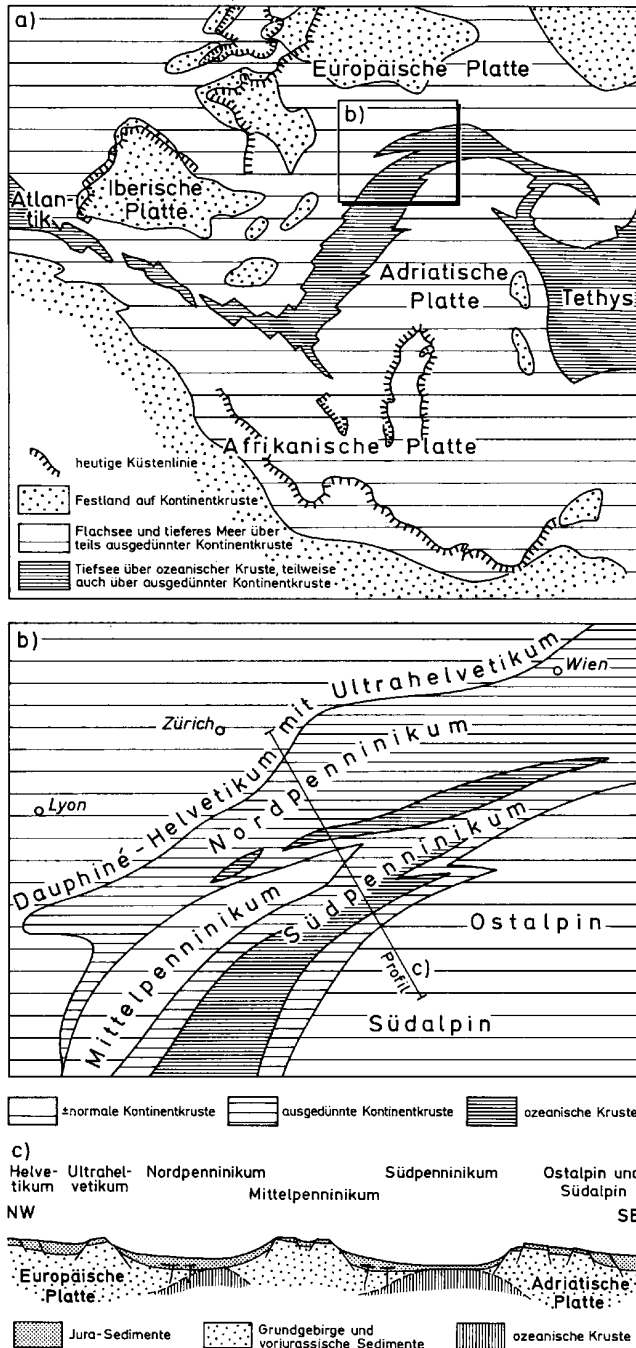


Abb. 5.2-1 Schematische Skizzen zur plattentektonischen Situation zu Beginn der Kreide (a und b verändert nach TRÜMPY 1988, c verändert nach TRÜMPY 1985)
 a) zwischen Afrikanischer und Europäischer Platte
 b) und c) im Bereich der zukünftigen Alpen.

den meist feinklastische, Bruchschollenrelief-bedingte Sedimente des Lias und Doggers im Malm von bituminösen Beckenkalken (Quintner Kalk) überdeckt.

Vom Oberjura zur Unterkreide erfolgte im Bereich der Adriatischen Platte als erstes alpidisch kompressives Großereignis, wohl im Verband mit bedeutenden Lateralverschiebungen innerhalb des Ostalpins, die plattentektonische Schließung des Hallstatt-Meliata-Ozeans. Sie war Auslöser der ersten, gravitativen Deckenstapelung innerhalb der Nördlichen Kalkalpen, die heute in deren östlichem bis mittlerem Teil weiträumig erhalten ist. Im Malm glitten hier die paläogeographisch vom Südrand der Nördlichen Kalkalpen stammenden Juvavikum-Decken (im Kartenbereich Hallstätter, Berchtesgadener und Dachstein-Decke) in Tiefwasserzonen (Radiolarit, Oberalmer Schichten) eines ursprünglich nördlich vorgelagerten Bereiches ein, der anschließend im Laufe der Kreide zum Tirolikum-Deckenkomplex der Nördlichen Kalkalpen geformt wurde.

Kreide

Im Laufe der Unterkreide wurde die sinistrale Auseinanderdrift zwischen Adriatischer und Europäischer Platte durch Änderung der Großplattenbewegung von dextral orientierter Konvergenz abgelöst. Die Adriatische Platte bewegte sich nun, von Afrika vermutlich abgelöst, mit einer Gegenuhrzeigerbewegung nach etwa NW schräg gegen den europäischen Plattenrand. Dies führte zum Beginn des **coalpidischen Gebirgsbildungszyklus**, d. h. zu Subduktion und Obduktion zunächst internerer Bereiche des Penninikums schräg unter bzw. auf das Ostalpin. Dabei lösten sich entlang der ostalpin-penninischen Plattengrenze im Streichen Abschnitte aktiver Subduktion und Obduktion mit Blattverschiebungskorridoren ab. Subduzierte Elemente des internen Penninikums und der Ostalpinfront erfuhren vielfach eine blauschiefer- bis eklogitfazielle Hochdruckmetamorphose (RING 1994).

Zur selben Zeit fand auch innerhalb des Ostalpins eine intensive Deckenstapelung statt. Dabei wurden Grundgebirgseinheiten und davon abgeschürfte Deckgebirgsschollen zu einem mächtigen Keil kontinentaler Kruste übereinandergeschoben. In den Nördlichen Kalkalpen erfolgte in der frühen Oberkreide die den gesamten Bereich erfassende Hauptdeckenbildung, bei der die bereits früher eingeglittenen Juvavikum-Decken mitverfrachtet und weiter deformiert wurden. Mit folgendem Nachlassen der Orogenese wurde der penninisch-ostalpine Krustenstapel mancherorts isostatisch instabil und begann ab etwa der mittleren Oberkreide durch schwereinduzierte Körperkräfte zu zergleiten (Krustenkollaps). Subhorizontale Krustendehnung ließ dabei, z. T. wohl an während der Deckentektonik angelegte Blattverschiebungszonen gekoppelt, die vielfach noch in der jüngeren Oberkreide bis ins Tiefseemilieu subsidierenden Extensionsbecken der Gosauseidimension entstehen.

In den mittleren Nördlichen Kalkalpen formierte sich bereits in der älteren Unterkreide, vermutlich in Zusammenhang mit Schließung des Hallstätter Sedimentationsraumes und Eingleitung der juvavischen Decken, ein grabenartiger Trog. Er wurde bis zum Hauterive-Apt von S her mit klastischen Sedimenten (Roßfeldschichten) gefüllt. Nach Beginn der vom penninisch-ostalpinen Plattenrand ausgehenden, coalpidischen Krusteneinengung verlagerte sich die synorogene klastische Sedimentation in paläogeographisch externere, heute nördliche Teile der Nördlichen Kalkalpen. Hier wurde die bis in das Apt aufsteigende, mehr oder weniger pelagische Sedimentation der Neokom-Aptychenschichten (Schrambachschichten) von z. T. grobklastischen, bis ins San-

ton/Campan reichenden Sedimenten abgelöst (GAUPP 1980 a; WEIDICH 1984 a, 1984 b). Deren oberer Abschnitt entstand dabei zeitgleich mit frühen Anteilen der andernorts in den Nördlichen Kalkalpen auf die Hauptdeckenbildung und eine Verlandungsphase folgenden Gosauablagerung, die sich von fluviatiler und flachmeerischer Fazies zu bis in das Paleozän reichenden, tiefmeerischen Flyschen entwickelte (FLÜGEL & FAUPL 1987, OBERHAUSER 1995).

An der extern der Nördlichen Kalkalpen gelegenen, plattentektonisch aktiven ostalpinen Front der Adriatischen Platte formierte sich ab der jüngeren Unterkreide ein randkontinental-ozeanischer, kompressiver Verschuppungs- und Obduktionsgürtel. Hier wurden vor allem ostalpine Basement- und Deckgebirgsscherben mit südpenninischen Ophiolithfragmenten und Sedimenten vermischt. Synorogen im Bereich dieses Akkretionsgürtels entstandene Sedimente submariner Suspensions- und teils sehr grobklastischer Bodenfrachtströme (Flysche, Olistostrome etc., WINKLER 1988) sind einbezogen. Elemente solcher z. T. intensiv deformierter, sedimentär-tektonischer Großmelangen bilden im Kartengebiet die Arosa-Zone und zumindest abschnittsweise die penninisch-unterostalpine Mischzone des Tauernfensters.

Bis ins Alttertiär Sedimentationsgebiet blieben zumindest weite Bereiche des exterren, in Schwellen und z. T. tiefmeerische Becken gegliederten Penninikums, wohl durchgehend das Ultrahelvetikum sowie das Helvetikum nach einer an der Wende Kreide/Tertiär entstandenen, weit ausgreifenden Schichtlücke (TRÜMPY 1980, OBERHAUSER 1995). Dabei sind die turbiditischen Kreide- und Alttertiärsedimente des paläogeographisch wohl im nördlicheren Penninikum beheimateten Rhenodanubischen Flysches Ausdruck eines während dieses Zeitraumes relativ stabilen, bathyal-abyssalen, nicht mit einer Subduktionszone oder sonstiger kompressiver Tektonik in Verbindung stehenden Tiefseegrabens (HESSE 1982). Die vorwiegend feinkörnigen, teils klastisch beeinflussten Kreidesteine des Ultrahelvetikums lagerten sich am europäischen Außenschelf bis oberem Bathyal ab. Die auf dem anschließenden Innenschelf entstandenen, kalkigen, abschnittsweise auch reichlich glaukonitisch-siliziklastischen Kreidesedimente des Helvetikums wurden in der Unterkreide in vorwiegend flachmeerischem Plattform-Becken-Relief, in der Oberkreide z. T. auch in tieferem, pelagischerem Milieu gebildet.

Tertiär

Im Alttertiär setzte die Sedimentation nicht nur in Teilen des Penninikums, im Ultrahelvetikum und Helvetikum, sondern weitverbreitet auch in interneren, nach eoalpidischen Orogenese als Ablagerungsgebiete reaktivierten Räumen des entstehenden Alpenorogens fort. Erst der alle Bereiche erfassende, mesoalpidische, eozän-oligozäne Gebirgsbildungszyklus beendete hier die Sedimentation.

Im Ostalpin, besonders in den Nördlichen Kalkalpen, führte erneut beginnende, nun nach N bis NE gerichteten tektonische Einengung während des Paleozäns zum Ende der eigentlichen Gosausedimentation. Bis ins Eozän folgten hier regional unterschiedliche Heraushebung und Reliefbildung mit kleinräumigem Nebeneinander von Flachwasser- und Tiefwassermilieu neben landfesten Erosionsgebieten. Im Penninikum wurden, aus der Kreide bis ins Eozän aufsteigend, weitverbreitet vielfältigste Flyschgesteine abgelagert. Schwer verständlich ist hierbei allerdings noch das Auftauchen alttertiärer Sedimente im Rhenodanubischen Flysch erst knapp westlich der Sal-

zach und östlich davon. Im Bereich des durch Bruchtektonik stark zergliederten europäischen Kontinentalhanges entstanden im Paleozän und älteren Eozän charakteristische, teils sehr grobklastische Flysche (im Kartengebiet vor allem der Feuerstätter Flysch und seine Äquivalente). In den Außenzonen des nördlich anschließenden Schelfs setzte, nun zunehmend von gröberklastischen Einschüben unterbrochen, die pelagische Sedimentation des Ultrahelvetikums zumindest bis ins Mitteleozän fort. Vom jüngeren Paleozän zum basalen Oligozän nach N ausgreifend transgredierte am helvetischen Innenschelf – in weiten Bereichen über bereits erwähnter Schichtlücke – Sandsteine, darüber verbreitet flachmarine Kalke und folgend durch kräftige Beckensubsidenz pelagische Globigerinenmergel. Der nördlichste Bereich dieses Faziesraumes wurde anschließend zum Südteil des sich formierende Molassebecken niedergebogen (s. Kap. 4).

Nach einer Phase relativer Ruhe nahm die Norddrift Afrikas samt Adriatischer Platte gegen Europa im Eozän wieder zu. Es erfolgte die endgültige, schräg gegeneinander gerichtete Kollision zwischen Adriatischer Platte und Europa. Dies führte im Überlappungsbereich zu Verdopplung der kontinentalen Kruste und löste den **mesoalpidischen Gebirgsbildungszyklus** mit mächtigen Deckenüberschiebungen sowohl gegen das europäische Vorland als auch gegen das adriatische Hinterland aus. Nach Schließung noch offener penninischer Ablagerungsräume wurden jetzt auch das mittlere und nördliche Penninikum unter dem vorrückenden, bereits kreidezeitlich angelegten, südpenninisch-ostalpinen Deckenstapel entwurzelt und teils metamorph überprägt. Der so gebildete gesamt penninisch-ostalpine Deckenstapel fuhr dann gegen das Oligozän unter Abscherung und Angliederung der Ultrahelvetikum- und Helvetikum-Decken dem europäischen Schelf auf.

Die fortsetzende Überschiebung dieses Krustenkeiles auf sein europäisches Vorland führte vor der Orogenfront durch tektonische und sedimentäre Auflast zu flexurartiger Absenkung und Auswärtsverlagerung eines orogenen Vorlandbeckens, des Molassebeckens. Hier entwickelte sich aus nordhelvetischer Schelffazies und gebietsweise darüber folgenden Flyschen die bis ins Obermiozän reichende, vor allem durch Schuttlieferung aus den durch die krustale Einengung zum Hochgebirge aufsteigenden Protoalpen aufgebaute, flachmeerisch-festländische Molasse (s. Kap. 4). Durch Vorrücken des Orogens scherten schon im unteren Oligozän die erwähnten, älteste Sedimente des eigentlichen Vorlandbeckens bildenden Flysche ab (Nordhelvetischer Flysch). Erneutes Vorgreifen der krustalen Einengung auf weitere südliche Teile des Molassebeckens führte dann, bei gleichzeitig nördlich davon fortsetzender Sedimentation, vom Oberoligozän zum Obermiozän während des **neopalpidischen Gebirgsbildungszyklus** zur Abscherung der Faltenmolasse (Subalpinen Molasse) als externstem nordalpinem Bauelement. Gleichzeitig erfuhren auch die Helvetikumdecken weitere strukturelle Gestaltung.

Während des neopalpidischen Gebirgsbildungszyklus fand auch innerhalb des ostalpin-penninischen Deckenstapel weitere Deformation statt. Vor allem im Miozän veranlaßte die durch die kontinentale Einengung hervorgerufene Krustenlängsdehnung innerhalb der Ostalpen Ausweichbewegungen ganzer Krustenschollen nach W und E. Diese Vorgänge führten unter anderem zur Anlage großer Seitenverschiebungsgürtel (z. B. Salzach-Ennstal-Störungssystem), zur Freilegung metamorpher Dome (z. B. Tauernfenster) sowie zu durch die Längsdehnung erzeugten Abschiebungen, Gräben und Becken (RATSCHBACHER et al. 1991). Innerhalb der Alpen zerstörten diese neopalpidisch

postkollisionalen Bewegungen, nach bereits vorangegangener eo- und mesoalpider Subduktions- und Deckentektonik, noch weitergehend die ursprünglichen paläogeographischen Zusammenhänge.

Literatur: Auswahl der benutzten neueren Übersichtsliteratur samt darin z. T. sehr ausführlich zitierten einschlägigen Schriften: BEHRMANN (1990), BÖGEL & SCHMIDT (1976), EISBACHER & BRANDNER (1996), FLÜGEL & FAUPL (1987), FROITZHEIM et al. (1996), GEOLOGICAL SOCIETY (1989), GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT (1980), HSÜ (1982), HSÜ & BRIEGEL (1991), KOZUR & MOSTLER (1992), KURZ et al. (1996), LAUBSCHER (1991), LEMOINE et al. (1987), NEUBAUER (1994), OBERHAUSER (1995), PFIFFNER (1986, 1994), SCHWEIZERISCHE GEOLOGISCHE GESELLSCHAFT (1996), SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE (1990), TOLLMANN (1973–1976, 1977–1986, 1987 b), TRÜMPY (1980, 1985, 1988, 1992), WINKLER (1988, 1996).

5.3 Helvetikum

KLAUS SCHWERD

Einheiten des Helvetikums ziehen im Kartenbereich in relativ breiter Front und landschaftsbildend von der Nordostschweiz über Vorarlberg in das Allgäu herüber. Weiter sind sie übertage dann in nuremehr schmalem, unterbrochenem und landschaftlich kaum mehr hervortretendem Streifen bis nördlich des Traunsees zu verfolgen. Vom Jura zum Alttertiär ist das paläogeographisch im Bereich des labilen europäischen Tethysschelfs entwickelte Helvetikum durch charakteristische fazielle Gliederung mit regressiven und transgressiven Sequenzen, Plattform-Becken-Entwicklungen, stratigraphischen Kondensationen, Schichtlücken und Diskordanzen gekennzeichnet. Kalk- und Mergelsteine mit abschnittweiser Einschaltung teils glaukonit- und phosphoritführender Schluff- und Sandsteine bilden die Hauptgesteine.

Die bisher nachgewiesene Schichtenfolge des Helvetikums im Kartenbereich umfaßt einen stratigraphischen Umfang vom Dogger bis basales Unteroligozän (s. **Tab. 5.3-1**). Dabei sind Gesteine des Doggers derzeit nur in Tiefbohrungen nachgewiesen (s. COLINS et al. 1990, HUBER & SCHWERD 1995). Im folgenden werden die Hauptschichteinheiten des übertage anstehenden, stratigraphisch reich gegliederten Helvetikums Bayerns im Verband mit angrenzenden österreichischen Vorkommen übersichtsmäßig beschrieben. Malm und basale Unterkreide (Schilt- bis Zementsteinschichten) streichen nur im westlichen Vorarlberg, Schichten älter als Barrême (älter als Drusbergschichten) von W dann bis nahe an die Iller aus. Die Schichten des in Tiefbohrungen im Molasseuntergrund angetroffenen, paläogeographisch nördlichsten Helvetikums werden zusammenfassend von LEMCKE (1988) beschrieben.

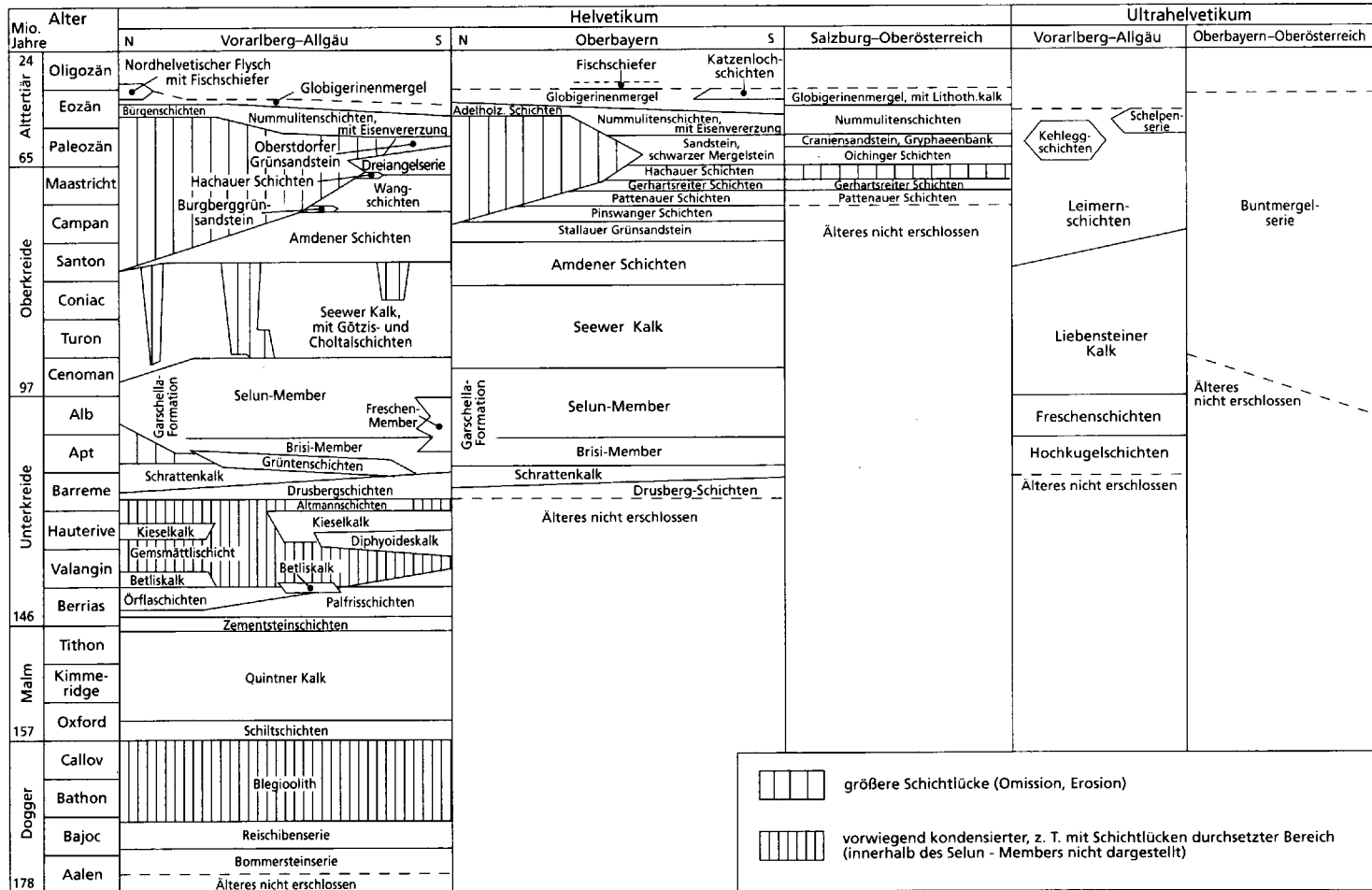
5.3.1 Malm bis älteste Unterkreide

Die ältesten übertage austreichenden Helvetikumserien sind in der Karte als Schiltschichten bis Zementsteinschichten (hj) zusammengefaßt.

Die **Schiltschichten** (Oxford; bis etwa 100 m mächtig) werden von bräunlichen Mergel- und gut gebankten, feinkörnigen Kalksteinen mit z. T. reichlich Biogenschutt sowie Resedimenten, Quarzdetritus und vereinzelt Glaukonit aufgebaut.

Der darüberfolgende **Quintner Kalk** (jüngeres Oxford bis jüngeres Tithon; bis etwa 400 m mächtig) ist ein überwiegend nur grobgebankter, dunkelgrauer bis fast schwarzer, hellgrau anwitternder, etwas bituminöser Kalkstein. Im Mittelteil dieser küstenfern in schwach euxinischem Milieu entstandenen, pelagischen Fazies auftretende mergelige-

Tabelle 5.3-1: Schichtenfolge des Helvetikums und Ultrahelvetikums (verändert nach BOLLINGER 1988, FÖLLMI & OUWEHAND 1987, GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT 1980, HAGN et al. 1992, HUBER & SCHWERD 1995, OBERHAUSER 1991, WYSSLING 1986)



re, besser gebankte Partien lassen bereichsweise eine Gliederung in unteren, mittleren und oberen Quintner Kalk zu. Das Gestein ist vorwiegend feinkörnig, partienweise dolomitudurchsetzt und reichlich von Drucklösungsstrukturen durchzogen. Es führt oft reichlich Mikrofossilien, darunter im oberen Teil Calpionellen. Im Dach des Quintner Kalkes treten nach FELBER & WYSSLING (1979) Sedimentationsunterbrechung (Omission) sowie Fossilkonsolidation mit Ammonitenanreicherung auf.

Durch rasches Einsetzen stärkerer terrigener Zufuhr folgen über dem Quintner Kalk die **Zementsteinschichten** (jüngstes Tithon bis älteres Berrias; bis etwa 100 m mächtig). Sie bilden eine relativ monotone, z. T. dünnbankige Wechsellagerung von lithologisch und faunistisch dem oberen Quintner Kalk ähnlichen Kalksteinen und dunkelgrauen Mergelsteinen. Eingeschaltet sind kalkturbiditische Resedimente (Gassenkalk, s. WYSSLING 1986).

5.3.2 Ältere Unterkreide

Der über den Zementsteinschichten folgende, bis in die Drusbergschichten reichende Schichtenabschnitt des Helvetikums ist in der Karte unter der Legendeneinheit Palfrisschichten bis Drusbergschichten (hu) dargestellt.

Aus den Zementsteinschichten entwickeln sich nach WYSSLING (1986) die früher als Valendismergel beschriebenen **Palfrisschichten** (im N älteres bis mittleres Berrias, Obergrenze nach S bis ins Valangin aufsteigend; im N etwa 50 m, im S bis etwa 300 m mächtig). Es handelt sich um einen Wechsel von dunklen, quarzdetritischen, teils pyritführenden, bräunlichgrau anwitternden Mergelsteinen und meist dünnbankigen, mergeligen, feinkörnigen Kalksteinen. An Komponenten zeigen sich, teils angereichert, Ooide, Lithoklaste und Biogenschutt (Echinodermen, Zweischaler, Foraminiferen, Schwammnadeln, Calpionellen, Radiolarien). In diese Gesteinsabfolgen sind seitlich oft rasch auskeilende, oolithisch-bioklastische sowie siliziklastische Resedimentbänke eingelagert.

Über dem nördlichen und mittleren Teil der Palfrisschichten folgt die von WYSSLING (1986) neu definierte Formation der **Örflaschichten** (jüngeres Berrias; im N bis über 130 m mächtig, nach S sedimentär auskeilend). Sie bilden eine faziell in sich reich gegliederte Karbonatplattform, die über die Beckenfazies der Palfrisschichten vorgreift und sich nach S gänzlich mit ihnen verzahnt. Die Örflaschichten werden von oft rötlich- bis bräunlichgrau anwitternden, oolithisch-bioklastischen Kalksteinen aufgebaut. In diese meist nur undeutlich bis grob gebankten, vielfach schräg geschichteten, teils grobspätigen, fossilreichen Flachwassersedimente sind lokal Dolomitsteine sowie Mergel- und Sandsteine eingelagert. An Biogenresten sind u. a. Echinodermen, Muscheln, Brachiopoden, Ostracoden, Foraminiferen, Korallen sowie Wirbeltierreste zu nennen. Nach oben werden die Örflaschichten durch eine Schichtlücke begrenzt (Hartgrund, Omissionsfläche).

Meist über Örflaschichten, stellenweise auch über Palfrisschichten folgt der nach WYSSLING (1986) östlich des Rheins nur reliktsch vorhandene **Betliskalk** (jüngstes Berrias bis basales Valangin; bis über 20 m mächtig). Der ocker- bis gelblichgrau anwitternde, mäßig bis gut gebankte, spätige, stellenweise verkieselte Kalkstein führt als Komponenten vor allem Pellets und randlich mikritisieren Echinodermenschutt sowie Muscheln, Brachiopoden, Gastropoden und Foraminiferen. Auf dem Kalk sind stellenweise noch kalkige Pygurusschichten mit teils grobkörnigem, detritischem Quarz erhalten.

Regional unterschiedlich folgt über Betlis-, Örfli- oder Palfrisschichten durch Meeresspiegelanstieg und nur geringe Sedimentationsrate der Kondensationshorizont der **Gemsmättelschicht** (Valendis-Hauterive; meist nur Zentimeter bis Dezimeter mächtig). Die Anreicherungen von phosphorisierten Fossilien, vor allem Cephalopoden, führende Schicht baut sich aus wechselnd quarzsandigem, glaukonitisch und phosphoritischem, spätigem Kalkstein auf.

Nur im südlichen Helvetikum folgt über Palfrisschichten der **Diphyoideskalk** (oberes Valangin bis mittleres Hauterive; bis etwa 90 m mächtig). Diese Beckensedimente stellen eine monotonen Wechsellagerung meist dünngebankter, auffällig hellgrau kreidig anwitternder, feinkörniger, pelagischer Kalksteine und grauer Mergelsteine dar. An Fossilien sind besonders Aptychen, Ammoniten, Belemniten, Brachiopoden, Schwammnadeln und Radiolarien zu nennen. Nach N wird der Diphyoideskalk stratigraphisch durch Teile der Gemsmättelschicht sowie des Kieselkalkes vertreten (OBERHAUSER 1991, WYSSLING 1986).

Der insgesamt sehr heterochrone **Kieselkalk** (Hauterive; bis etwa 100 m mächtig, reichsweise sedimentär auskeilend) entwickelt sich im S aus dem Diphyoideskalk, ansonsten über der Gemsmättelschicht. Der oft grobspätige, häufig schräggeschichtete, quarzsandige Kalkstein bis kalkige Sandstein ist gut gebankt, führt bis metergroße Kieselknollen und -bänder und verwittert, oft unter Bildung rostfarbener Rinden, vor allem düster dunkelgraubraun. An Biogenresten sind hier besonders Echinodermenbruchstücke, Kieselschwammnadeln, Zweischaler, Bryozoen und Foraminiferen, an sonstigen Komponenten oft reichlich siltig bis grobsandiger, auch feinkiesiger Quarzdetritus, Glaukonit, Phosphoritbröckchen u. a. Lithoklaste zu nennen. In südlichen Vorkommen wird diese Fazies von unten her zunehmend von mergeligeren, schiefri- gen, teils spiculitischen Partien ersetzt. Im Bereich einer paläogeographischen Hangstufe fehlt der Kieselkalk nach WYSSLING (1986) bereits primär.

Häufig über einer Schichtlücke (phosphoritisch-glaukonitischer Hartgrund, Omissionsfläche) am Top des Kieselkalkes folgen geringmächtige, kalkige, in kondensierten Abschnitten vielfach Phosphorit, Glaukonit und Cephalopoden führende **Altmanschichten** (älteres Barrême, s. BOLLINGER 1988). Darüber entwickeln sich die übertage im Gegensatz zu älteren Helvetikumserien nun über die Iller nach E bis zum Schliersee bekannten **Drusbergschichten** (älteres Barrême verzahnend mit Schrattenkalk heterochron bis ins ältere Apt ansteigend; im N etwa 30 m, im S bis mehr als 300 m mächtig). Sie stellen eine rhythmische, gut gebankte, monotone, teils Glaukonit und Quarzdetritus führende Wechselfolge dunkelgrauer, bräunlich anwitternder Mergelsteine und meist feinspätiger, teils mergeliger Kalksteine dar. Nach oben zunehmend schalten sich bioklastisch-oolithische, hellergrau anwitternde, nur schlecht gebankte bis massige Kalksteine ein. Diese bilden von der über das Drusbergschichten-Becken vorrückenden Schrattenkalkplattform herabgeschüttete Resedimente (BOLLINGER 1988). Einer meist nur spärlichen Makrofauna (Echinodermenreste, auch Seeigel, Muscheln, darunter Austern, sowie Schnecken, Bryozoen, vereinzelt Cephalopoden) steht eine teils reiche Mikrofauna gegenüber.

5.3.3 Jüngere Unterkreide bis älteste Oberkreide

Der sich über den Drusbergschichten bis in die Garschella-Formation entwickelnde Schichtenstapel des Helvetikums ist in der Karte unter der Legendeneinheit Schrattenkalk bis Garschella-Formation (hm) zusammengefaßt.

Mit heterochron nach S vom Barrême ins Apt ansteigender Untergrenze und verbreitet sedimentär erosiver Obergrenze entwickelt sich über den Drusbergschichten und oft intensiv mit ihnen verzahrend die Plattformfazies des **Schrattenkalkes** (jüngeres Barrême bis älteres Apt; bis über 150 m mächtig, bereichsweise lateral gänzlich in die Drusbergschichten auskeilend). Er stellt als Hauptgipfel- und Wandbildner sowie mit ausgedehnten Karrenfeldern die wichtigste landschaftsprägende Einheit des Helvetikums östlich des Rheins dar. Zur reichen faziellen Gliederung und Literatur sei vor allem auf BOLLINGER (1988) und ZACHER (1973) verwiesen. Der Schrattenkalk ist ein hell- bis mittelgrau, manchmal braunstichig anwitternder, frisch beige-grauer, fein- bis grobkörniger, teils oolithischer Biogenschutt-Kalkstein. Die sehr gut bis nur grob gebankte Abfolge führt bereichsweise etwas Dolomit, Glaukonit und Hornstein und zeigt teils intensive Verkarstung. Von den oft massenhaft auftretenden Biogenen seien Rudisten, Austern, Korallen, Stromatoporen, Schnecken, Brachiopoden, Bryozoen, Echinodermen, Spongien, Algen sowie Orbitolinen und Milioliden genannt. Stellenweise sind kleine Bioherme und Biostrome entwickelt (SCHOLZ 1984).

Anzeichen des Endes der Schrattenkalk-Plattformentwicklung durch zunehmende Wassertiefe und steigenden Eintrag terrigenen Materials im älteren Apt bilden nach BOLLINGER (1988) die dem Schrattenkalk gebietsweise mit sedimentärer Diskordanz aufliegenden, dunklen, siliziklastischen Mergelsteine und bioklastischen, resedimentären Kalksteine der geringmächtigen **Grüntenschichten**. Mit Abtragung und Umlagerung von Sedimenten der Schrattenkalkplattform hängen auch die in Vorarlberg in die jüngsten Drusbergschichten eingreifenden, sandig-kieseligen Kalk- und Mergelsteine der bis 50 m mächtigen Mittagsspitz-Formation zusammen.

Heterochron über Schrattenkalk oder Grüntenschichten, im südlichsten Helvetikum auch direkt über Drusbergschichten und Mittagsspitz-Formation folgt die **Garschella-Formation** (älteres Apt bis maximal Wende Cenoman/Turon; wenige Dezimeter bis über 70 m mächtig). Dieser Formationsname ersetzt nach FÖLLMI & OUWEHAND (1987) bisher für die Schichtenserie benutzte, aber litho- und chronostratigraphisch nicht passende Bezeichnungen wie Gaultgrünsandsteine oder Helvetischer Gault. Die auf Meeresspiegelanstieg, veränderte Strömungsverhältnisse und zeitweise intensiven Antransport festländischen Erosionsmaterials zurückgehende Garschella-Formation wurde von FÖLLMI (1986), OUWEHAND (1987) sowie FÖLLMI & OUWEHAND (1987) in neuer Definition beschrieben (s. dort zur älteren Literatur). Die Formation ist in eine Vielzahl von Schichtgliedern unterteilt, die oft große Unterschiede in Verbreitung, Stratigraphie und Mächtigkeit der Abfolgen aufweisen (FÖLLMI & OUWEHAND 1987). Die meist charakteristisch grüngrau bis schwarzgrau, häufig rostfarben anwitternden Gesteinsfolgen bestehen aus unterschiedlich Ton, Kalk, Glaukonit und umgelagerte Phosphoritbröckchen führenden Quarzsilt- und Quarzsandsteinen, die zum jüngeren Teil durch Zunahme des Kalkgehaltes und Abnahme des siliziklastischen Detritus vermehrt in quarzsiltige bis -sandige, glaukonitische Kalksteine übergehen. Mit diesen Folgen treten geringmächtige, stratigraphisch z.T. stark kondensierte, phosphorit-, glaukonit- sowie oft fossilreiche Schichten mit Anzeichen kurzfristiger Wechsel zwischen Sedimentation, Erosion und Umlagerung auf. Vor allem in den kondensierten

Ab schnitten finden sich oft phosphoritisierte Cephalopoden, Schnecken, Muscheln, Brachiopoden u. a. Fossilien.

Von den vielfältigen Schichteinheiten der Garschella-Formation können hier nur einige für den bayerischen Raum wichtige genannt werden. Im **Brisi-Member** folgt über einer basalen Phosphoritschicht und nur im südlicheren Helvetikum entwickelten, dunklen, nach E zunehmend kalkigen Grünsandsteinen der **Gamser Schichten** der bis ins nördlichere Helvetikum verbreitete, hellgrünlichgraue, in frischem Bruch oft fettig glänzende **Brisisandstein**, der sich lateral mit den Gamser Schichten verzahnt. Mit Beginn des **Selun-Members** lagern ihm die früher als Durschlägischicht bezeichneten, dunkelgrünlichgrauen, schlierigen Silt- und Sandsteine der resedimentären **Klauser Schichten** mit eingestreuten groben Quarzkörnern auf. Es folgen, früher als Flubrig- und Twirrenschichten bezeichnet, die hell- bis dunkelgrau melierten, vorwiegend feinkörnigen, zunehmend kalkigen Silt- und Sandsteine der **Niederischnichten** mit für sie typischen Bioturbationsspuren. Entweder darüberfolgend, bereichsweise aber auch nahezu das gesamte Selun-Member zeitlich vertretend und dann bis auf den Brisisandstein herabgreifend, entwickelt sich der früher als Lochwald- oder Kletzenschicht bezeichnete, z. T. äußerst phosphorit- und fossilreiche Kondensationshorizont der **Plattenwaldschicht**. Die diagenetisch bis in einzelne Knollen aufgelösten Kalkbänke führenden, nach E zunehmend verkieselten, grünsandig-kalkigen **Aubrigschichten** (Knollenschichten) bilden vielerorts die jüngsten Anteile der Garschella-Formation. Der aus Vorarlberg bei FÖLLMI & OUWEHAND (1987) beschriebene Übergang des Brisi- und Selun-Members nach S in die tonig-mergelige, teils von grobdetritischen Resedimentbänken durchsetzte Beckenfazies des **Freschen-Members** (Argenfazies) ist in Bayern nicht aufgeschlossen.

5.3.4 Ältere bis jüngere Oberkreide

Im Legendensymbol Seewer Kalk bis Hachauer Schichten (ho) ist der größte Teil der über der Garschella-Formation folgenden helvetischen Oberkreide zusammengefaßt.

Mit innerhalb des Cenomans stark heterochroner, durch regional verschiedenzeitliches Ende der Garschella-Formation bestimmter Untergrenze folgt, oft mit scharfer Diskontinuitätsfläche (Hartgrund, Omission), der einen Meeresspiegelhochstand dokumentierende **Seewer Kalk** (max. etwa ältestes Cenoman bis älteres Santon; bis 50 m mächtig, lateral bereichsweise stratigraphisch auskeilend). Der graue, teils auch buntere, durch Bioturbation vielfach dunkel gefleckte, i. a. sehr feinkörnige bis dichte, pelagische Kalkstein wittert hell- bis weißlichgrau an, ist gut gebankt und weist durch Drucklösung verbreitet wellig-knollige Schichtung mit Tonsteinhäuten auf. An Biogenen sind besonders Reste planktonischer Organismen (Globotruncanen, Calcisphären, selten Cephalopoden) neben benthonischen Formen (Inoceramen u. a.) zu nennen. Umlagerungsprodukte aus festlandsnäheren, mit Erosion der Garschella-Formation verbundenen Bereichen sind vor allem detritischer Quarz und Glaukonit. Durch phasenweise Intensivierung solcher Umlagerungsvorgänge entstanden die in den Seewer Kalk teils tiefgreifend erosiv eingelagerten oder ihn stellenweise sogar vollkommen vertretenden, bis einige Meter mächtigen **Götzisschichten** (Seewer Grünsand), die auch millimeter- bis hausgroße Komponenten unterlagernder Helvetikumgesteine führen (FÖLLMI 1986, FÖLLMI & OUWEHAND 1987). Der oberste Seewer Kalk geht stellenweise in die **Choltalschichten** (Seewer Mergel, Obere Seewer Schichten) über, eine Wechsellagerung aus Seewerkalk-artigen Kalksteinen und grauen Mergelsteinen.

Meist stratigraphisch diskordant über Seewer Kalk oder Garschella-Formation folgen mit heterochroner, im Coniac oder Santon liegender Untergrenze die erneut erhöhte Detrituszufuhr bei sinkendem Meeresspiegel anzeigenden **Amdener Schichten** (max. Santon bis älteres Campan; bis 250 m mächtig). Nur stellenweise sind sie im basalen Teil als hellgrünlichgraue Kalkmergel ausgebildet (Leibodenmergel-Fazies). Die

Hauptmasse der Serie ist dagegen als schluffig-feinsandige, graue, meist bräunlich- bis ockergrau und tiefgründig verwitternde, stengelig-muschelig brechende Mergelsteine mit feinstem Hellglimmer, Glaukonit und Pyrit entwickelt (Leistmergel-Fazies). Besonders im oberen, häufig dunkleren, vermehrt Quarzdetritus führenden Teil der an Biogenen planktonische und benthonische Foraminiferen sowie stellenweise Inoceramen, Cephalopoden und Gastropoden führenden Amdener Schichten treten dünne Silt- und Sandsteinbänkchen auf. In Vorarlberg verzahnen sich die Amdener Schichten lokal mit einer teils austernreichen Kalkstein- /Mergelstein-Wechselagerung flachen Wassers, den Bregenzerachsichten.

In weiten Bereichen des übertage austreichenden Helvetikums folgt über den Amdener Schichten eine Schichtlücke, die sich, bei bereits seit der mittleren Oberkreide in der Helvetikumfazies bemerkbarer Regressionstendenz, im paläogeographisch südlichsten Helvetikum im Schichtenbereich des obersten Maastricht und Paleozäns zu öffnen beginnt und nach N über immer ältere Schichten bis in den Malm des autochthonen Molasseuntergrundes hinabgreift (Tab. 5.3-1). Vom jüngeren Paleozän des südlichen Helvetikums ausgehend transgredieren über diese Schichtlücke nach N zunehmend jüngere Schichten. Aufgrund dieser Entwicklung der Schichtlücke wird die campane-paleozäne Schichtenfolge im bayerischen und salzburgischen Helvetikum (HAGN et al. 1981, HÖPFNER 1970) sowie zumindest in Teilen des Vorarlberger Helvetikums (OBERHAUSER 1991) von N nach S zunehmend kompletter (Tab. 5.3-1). Die im folgenden für diesen Zeitraum beschriebenen Schichten gehören daher zum südlichen helvetischen Sedimentationsraum. Sie treten im Allgäu und Vorarlberg in der Grünen-Decke und strukturell analogen, in der Karte in der Schuppenzone (hf) zusammengefaßten Einheiten, in Oberbayern und östlich der Salzach im Bereich der die südliche Allgäuer Helvetikumfazies nach E fortsetzenden Kressenberg-Fazies auf.

Als vermutlich lokal begrenzte Rinnenfüllung findet sich im Allgäu am Top der Amdener Schichten der **Burgberggrünsandstein** (etwa mittleres Campan; bis 15 m mächtig). Er stellt einen kaum gebankten, durch reichlich Glaukonit frisch oft intensiv grünen, verwittert häufig rostbraunen, tonig-kalkig gebundenen Quarzsandstein mit v. a. Muschelresten (Gryphaeen, Exogyren, Austern u. a.) dar. In Oberbayern folgt auf die Amdener Schichten der dem Burgberg- Grünsandstein lithologisch sehr ähnliche, aber im Campan wohl etwas eher einsetzende **Stallauer Grünsandstein** (älteres Campan; bis 40 m mächtig).

Über dem Burgberg-Grünsandstein bzw. direkt aus den Amdener Schichten entwickelt sich im Allgäu und Vorarlberg die Beckenfazies der **Wangschichten** (jüngeres Campan bis jüngeres Maastricht; bis mehr als 200 m mächtig). Sie sind in weiten Bereichen lithologisch deutlich zweigeteilt (vgl. HÖPFNER 1970). Die Unteren Wangschichten stellen eine monotone Folge dunkelgrauer bis schwarzer, heller- bis bräunlichgrau verwitternder Mergelsteine mit gegenüber den Amdener Schichten vermehrt detritischem Quarz, Hellglimmer und Glaukonit dar. Darüber folgen die Oberen Wangschichten als eine häufig sehr ebennmäßige Wechselagerung von den Unteren Wangschichten ähnelnden Mergelsteinen und grauen, bräunlichgrau anwitternden, meist feinkörnigen Kalksteinen. Durch Erosion vor Ablagerung der hangenden Sedimentfolge wurden die Wangschichten nach N von oben her zunehmend reduziert. An Fossilien führen sie planktonische und benthonische Foraminiferen, Schwammnadeln, Seeigelstacheln und horizontweise Muschelanelreicherungen.

Den Wangschichten entspricht im oberbayerischen Helvetikum zeitlich in etwa die Schichtenfolge Pinswanger Schichten bis Gerhartsreiter Schichten, im Helvetikum östlich der Salzach, hier sind Pinswanger Schichten und älteres übertage nicht bekannt, die Schichtfolge Pattenauer Schichten bis Gerhartsreiter Schichten (zur Korrelation

jungoberkretazischer bis eozäner Helvetikumschichten von Bayern nach Salzburg und Vorarlberg s. auch HÖPFNER 1970).

Die **Pinswanger Schichten** (jüngeres Campan; bis einige Zehnermeter mächtig) folgen auf den Stallauer Grünsandstein mit einer geringmächtigen Sandstein/Mergelstein-Übergangsfazies als grau bis bläulichgraue, hellgrau anwitternde Kalkmergelsteine mit reichlich planktonischen und benthonischen Foraminiferen sowie Cephalopoden- und Inoceramenresten. Die wohl fließend daraus hervorgehenden **Pattenauer Schichten** (jüngstes Campan bis älteres Maastricht; bis 30 m mächtig) bilden hellergraue, grünlich bis bläustichige, tiefgründig bräunlich verwitternde, oft fein laminierte Mergel- bis Kalkmergelsteine mit nur wenig detritischem Quarz, Glimmer und Glaukonit und den Pinswanger Schichten vergleichbarem Fossilinhalt. Die folgenden **Gerhartsreiter Schichten** (mittleres Maastricht; bis 30 m mächtig) sind lithologisch den Unteren Wangschichten ähnliche, schwarzgraue bis schwarze, braun- bis ockergrau verwitternde, oft feinschichtige Mergelsteine mit z. T. reichlicher detritischem Quarz, Glimmer und Glaukonit sowie einzelnen Sandstein- und den Kalksteinen der Oberen Wangschichten ähnlichen Kalksteinbänken. Neben planktonischen und benthonischen Foraminiferen sowie Radiolarien treten stellenweise gehäuft Muscheln, Schnecken, Cephalopoden, Korallen und Seeigelstacheln auf.

Im Allgäu folgen über den Wangschichten, in Oberbayern wohl zumindest über dem südlicheren Teil der Gerhartsreiter Schichten die gegenüber ihrem Liegenden durch zunehmende, nach S gerichtete Regression des Oberkreidemeeres küstennäher abgelagerten **Hachauer Schichten** (jüngeres Maastricht; bis 35 m mächtig). Im Allgäu bilden sie einen dunkelgrauen, hellergrau bis bräunlichgrau anwitternden, kaum gebankten, kalkig gebundenen Quarzsandstein mit z. T. auffällig groben Quarzkörnern, Glaukonit, Hellglimmer und resedimentierten, dunkelgrauen Mergelstein-Komponenten. In Oberbayern werden zu den Hachauer Schichten auch noch im stratigraphischen Liegenden dieses Sandsteins sich faziell aus den Gerhartsreiter Schichten entwickelnde, dunkelgraue, an detritischem Quarz, Glaukonit und Hellglimmer zunehmend reichere Mergelsteine gerechnet. Die Hachauer Schichten führen neben vereinzelt Muscheln und Schnecken z. T. reichere Foraminiferenfaunen. Östlich der Salzach scheint zur Zeit der Hachauer Schichten dagegen eine Schichtlücke zu bestehen.

5.3.5 Jüngste Oberkreide bis Alttertiär

Mit dem Legendensymbol Dreiangelserie bis Globigerinenmergel (hp) sind die jüngsten im Kartengebiet zutagereichenden Helvetikumserien dargestellt.

Im faziell südlichsten Allgäuer Helvetikum entwickelt sich über Hachauer Schichten oder, wo sie fehlen, Wangschichten die am Kreide/Tertiär-Übergang mehr oder weniger durchgehende Sedimentation anzeigende **Dreiangelserie** (jüngstes Maastricht bis mittleres Paleozän; bis etwa 25 m mächtig). Sie baut sich aus einem unregelmäßig gebanktem Wechsel von dunkelgrau bis schwarzen, an Quarzdetritus, Glaukonit und Hellglimmer reichen Mergelsteinen, faziell den Kalkbänken der Oberen Wangschichten ähnlichen, aber mehr Quarzdetritus und Glaukonit führenden Kalksteinen sowie dunkelgrauen bis schwarzen, glaukonitreichen, mergeligen Sandsteinen auf. Allen Gesteinen ist eine feinverteilte, oft auch konkretionär angereicherte Pyritführung charakteristisch, die zu intensiv rostbrauner Verwitterung führt. Die Dreiangelserie, in der sich neben Foraminiferen u. a. Brachiopoden, Muscheln, Seeigelreste und Fischzähne

finden, zeigt reichlich Aufarbeitungs- und Umlagerungshorizonte sowie nach HÖPFNER (1970) im älteren Teil Regressions-, im jüngeren Teil Transgressionstendenzen. In südlichsten Aufschlüssen kann ein fazieller Übergang in graue, durch Bioturbation reichlich dunkel gefleckte, pelagische Mergel- und Kalksteine beobachtet werden, die faziell den in Bayern ansonsten nur in ultrahelvetischer Position auftretenden Leimerschichten ähneln.

Als ungefähre Äquivalente der Dreiangelserie treten in Oberbayern erst östlich des Chiemsees wohl bis etliche Zehnermeter mächtige Mergel- und Sandsteine auf. In Salzburg nehmen die **Oichinger Schichten**, schwärzliche, siltig-sandige Mergelsteine und Sandsteine mit Glaukonit und teils reicherer Molluskenführung, in etwa die stratigraphische Stellung der Dreiangelserie ein.

Im Allgäu folgt über der Dreiangelserie in der Grünten-Decke und analogen Strukturelementen mit heterochroner, vom älteren ins mittlere Paleozän aufsteigender Untergrenze der **Oberstdorfer Grünsandstein** (älteres bis jüngeres Paleozän; bis etwa 20 m mächtig). Er nimmt hier zusammen mit der Dreiangelserie die am weitesten nach S zurückgezogene Lage der Kreide/Tertiär-Grenzsichten ein und markiert das südliche Ende der sich von hier aus im Helvetikum gegen N öffnenden Schichtlücke (Tab. 5.3-1). Der Oberstdorfer Grünsandstein stellt einen nur grob gebankten, durch Glaukonitreichum dunkelgrünen, oft mit dicken Rinden rostbraun verwitternden, fein- bis grobkörnigen Quarzsandstein mit karbonatisch-tonigem Bindemittel und häufig weißlichen Kolophanitbröckchen dar. An Fossilien treten in den küstennah im Flachwasser entstandenen Gesteinen u. a. Foraminiferen, Austern, Brachiopoden, Gastropoden und Echinodermenreste auf.

Im westlicheren Oberbayern fehlen übertage dem Oberstdorfer Grünsandstein analoge Gesteine. Erst östlich des Chiemsees und in Salzburg treten solche über den Äquivalenten der Dreiangelserie bzw. den Oichinger Schichten in Form von harten, zähen, z. T. sehr fossilreichen, bis mehr als 20 m mächtigen Sand- und Sandmergelsteinen wieder zutage („**Craniensandstein**“, „**Gryphaeenbank**“). In Vorarlberg entspricht dem Oberstdorfer Grünsandstein in etwa der in der Schuppenzone (hf) auftretende **Fraxener Grünsandstein**, der hier allerdings bis ins basale Eozän reicht (OBERHAUSER 1991).

Auffälligste Gesteinsserie im Alttertiär des Helvetikums im Kartenbereich bilden die im allgemeinen sehr fossilreichen und faziell sehr heterogen zusammengesetzten **Nummulitenschichten** (jüngeres Paleozän bis mittleres Eozän; bis über 80 m mächtig). Sie wurden in einem über die von der Kreide/Tertiär-Wende im Südhelvetikum ausgehende Schichtlücke schrittweise nach N transgredierenden Meer bei zunächst geringer Beckenabsenkung in relativ küstennahem Flachwasser abgelagert. Die Nummulitenschichten greifen daher von ihrem südlichsten, einen Altersumfang vom jüngsten Paleozän bis Mitteleozän umfassenden Faziesbereich nach N transgressiv über zunehmend ältere Schichten hinweg bis in den sedimentären Untergrund der Molasse vor und steigen dabei stratigraphisch bis ins basale Oligozän auf (s. Kap. 4.3).

Die Nummulitenschichten werden im Allgäu und an den wenigen bekannten Vorkommen in Vorarlberg großenteils aus grauen bis grünlich- oder gelblichgrauen, im allgemeinen hellergrau anwitternden, nur schlecht gebankten Kalksteinen aufgebaut, die durch oft nahezu gesteinsbildende Anreicherungen von Großforaminiferen (v. a. Nummuliten, Assilinen, Discocyclinen) und Lithothamnienschutt charakterisiert sind. Die hier maximal vom jüngeren Paleozän bis ins Mitteleozän reichende Kalksteinfolge

führt unterschiedlich angereichert detritischen Quarz und Glaukonit sowie Resedimenthorizonte. Lateral wie vertikal gehen die Kalksteine bereichsweise in Mergelsteine und teils glaukonitreiche, umgelagerten Phosphorit führende Sandsteine über. In den Nummulitenschichten des Allgäus und stellenweise Vorarlbergs führten vor allem im Untereozän aus lateritischer Festlandsverwitterung ins Meer transportierte Eisenverbindungen zu ehemals abgebauten Eisenerzlagerstätten (SCHWERD et al. 1983, ZIEGLER 1975). Die nur lokal aufgeschlossenen, massenhaft Assilinen und Nummuliten führenden, quarzdetritischen und durch hohen Glaukonitgehalt oft dunkelgrünlichen Kalksteine der **Bürgenschichten** stellen durch die N-gerichtete Transgression in das Mitteleozän aufgestiegene Nummulitenschichten eines gegenüber der Grünten-Dekke paläogeographisch bereits nördlicheren Helvetikums dar.

Im Helvetikum westlich von Bad Tölz werden die Nummulitenschichten im oberpaleozänen bis untereozänen Anteil von teils glaukonitischen und eisenschüssigen, reichlich Nummuliten und andere Großforaminiferen führenden Sandsteinen aufgebaut. Darüber folgen bis in das Mitteleozän teils glaukonitreiche, teils stark eisenschüssige, sehr fossilreiche Nummulitenkalke (HESSE & STEPHAN 1991), von denen der rötliche bis rotbraune „Enzenauer Marmor“ in oberbayerischen Baudenkmälern Verwendung fand.

Die wiederum sehr fossilreich aufgeschlossenen Nummulitenschichten zwischen Inn und der oberösterreichischen Traun werden nach HAGN et al. (1981, 1992) paläogeographisch von N nach S in 4 Fazieszonen gegliedert. Die nördliche, den Allgäuer Bürgenschichten etwa analoge Fazieszone bilden die mitteleozänen, transgressiv auf Pinswanger bis Gerhartsreiter Schichten greifenden **Adelholzener Schichten**, die als Nummuliten-Assilien-Kalksteine mit begleitenden glaukonitischen Sandsteinen und Mergeln entwickelt sind. Die folgenden drei südlicheren, paläogeographisch den Nummulitenschichten der Allgäuer Grünten-Decke etwa entsprechenden Fazieszonen, die Eisenärzter, Kressenberger und Sandnock-Fazies, sind durch vor allem in der mittleren Zone vielfach eisenvererzte, teils glaukonitische, rötlich bis bräunliche, kalkige Sandsteine bis sandige Kalksteine charakterisiert. Hier setzt die ehemals besonders im Kressenberger Revier südöstlich von Traunstein abgebaute Eisenvererzung (HAGN et al. 1992, ZIEGLER 1975) im Gegensatz zum Revier um den Allgäuer Grünten bereits im oberen Paleozän ein, erreicht ihr Maximum aber erst im Mitteleozän.

Verstärkte Absenkung führte am Top der Nummulitenschichten verschiedentlich zu submariner Erosion sowie Bildung einer Kondensationschicht. Darüber folgen mit oft sehr raschem Übergang die pelagischen, im Allgäu auch als Stadschiefer, in Oberbayern und Oberösterreich als Stockletten bezeichneten **Globigerinenmergel** (Mitteleozän bis jüngstes Obereozän; bis mehr als 250 m mächtig). Das Alter ihrer Untergrenze steigt entsprechend den unterlagernden Nummulitenschichten stratigraphisch von S nach N an. Im Südhelvetikum Vorarlbergs greifen mitteleozäne Globigerinenmergel transgressiv bis auf Drusbergschichten hinab (OBERHAUSER 1991). Die im allgemeinen foraminiferenreichen Globigerinenmergel beginnen mancherorts mit dunklen, siltig-feinsandigen Mergelsteinen. Die Hauptmasse der Schichtfolge wird von oft gelblichgrau verwitternden, verschiedengrauen Mergel- bis Kalkmergelsteinen mit reichlich dunklen Bioturbationsflecken und wechselnden Anteilen feinen siliziklastischen Detritus aufgebaut. Vor allem im älteren Teil der den ultrahelvetischen Leimernschichten faziell sehr ähnlichen Schichtfolgen sind im Allgäu siliziklastreiche, östlich bis nach

Oberösterreich dagegen besonders aus Lithothamnien-schutt aufgebaute Resedimentbänke eingelagert.

Sich aus den Globigerinenmergeln entwickelnde, südhelvetische Eozänflysche im Sinne von HERB (1988) und OBERHAUSER (1991) sind im bayerisch-österreichischen Helvetikum bisher nicht bekannt. Die über obereozänem Globigerinenmergel folgenden Einheiten Nordhelvetischer Flysch, Katzenlochschiefer und Fischechiefer sind bereits älteste Bildungen des sich nach orogener Schließung des größten Teils des helvetischen Faziesraumes aus dem Helvetikum-Restmeer als Vorlandsenke entwickelnden Molassebeckens (Kap. 4.3.1, 4.3.2).

Literatur: FÖLLMI & OUWEHAND (1987), FUNK et al. (1993), GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT (1980), HAGN (1960), HAGN et al. (1981, 1992), HANTKE (1961), HEIERLI (1984), HERB (1988), HILBRECHT (1991), HUBER & SCHWERD (1995), OBERHAUSER (1991, 1995), PFIFFNER (1986), SCHOLZ (1995), SCHWERD et al. (1995), TOLLMANN (1985), TRÜMPY (1969, 1980), WYSSLING (1986), ZACHER (1973).

5.4 Ultrahelvetikum

KLAUS SCHWERD

Das Ultrahelvetikum im engeren Sinn umfaßt als paläogeographisch und faziell analoge Einheiten die im Kartenbereich im Allgäu und Vorarlberg häufig als „Liebensteiner Decke“ und in Oberbayern wie in Österreich östlich der Salzach als „Nordultrahelvetikum“ bezeichneten Gesteinsserien. Sie werden vorwiegend aus feinkörnigen, kreidezeitlich bis eozänen Mergel- und Kalksteinen mit bereichsweiser Einlagerung karbonatisch-siliziklastischer Resedimente aufgebaut. Paläogeographisch waren sie an dem helvetischen Faziesraum südlich vorgelagerten äußeren Schelf bis oberem Bathyal des Südrandes der Europäischen Platte beheimatet (vgl. BUTT 1981) und zeigen reichlich fazielle Übergänge zum Helvetikum. Dagegen können zum südlich des ultrahelvetischen Sedimentationsraumes beheimateten Feuerstätter Flysch und ihm paläogeographisch analogen Serien (Kap. 5.5), die großteils aus Suspensions- und hochkonzentrierten Bodenfrachtströmen in tieferen Bathyalbereichen des europäischen Kontinentalhangs als Flyschfazies abgelagert wurden, nur mancherorts seitliche fazielle Übergänge beobachtet werden.

Während der alpidischen Deckentektonik wurde das Ultrahelvetikum über weite Strecken intensiv in sich und mit Gesteinen des deckentektonisch liegenden Helvetikums sowie des hangenden Feuerstätter Flyschs bzw. „Südultrahelvetikums“ vermischt (tektonische Melangezone). Es streicht daher meist nur kleinräumig zutage und ist in der Karte, außer streckenweise der Buntmergelserie (bm), in den Bereich der Schuppenzone (hf) integriert.

Im Allgäuer-Vorarlberger Ultrahelvetikum bildet die gut gebankte Wechselfolge von grauen, oft bräunlich anwitternden, feinkörnigen Kalksteinen und dunkelbräunlichgrauen, oft rostbraun verwitternden Mergelsteinen der **Hochkugelschichten** (Apt; bis etwa 30 m mächtig) die älteste bekannte, nur lokal im westlichen Vorarlberg aufgeschlossene Schichtenfolge. Daraus entwickeln sich die durch WEIDICH (1987 b) auch im Allgäu erkannten **Freschenschichten** (Alb; bis etwa 30 m mächtig), bergfeucht grau- bis bläulichschwarze, feinglimmerige, etwas Glaukonit führende Mergelsteine mit Radiolarien, Foraminiferen u. a. feinkörnigem Fossilschutt. Diese Fazies greift in Vorarlberg aus dem ultrahelvetischen Sedimentationsraum nach N bis in das südliche Helvetikum aus (Kap. 5.3.3).

Der nach oben fließend aus den Freschenschichten hervorgehende **Liebensteiner Kalk** (Cenoman bis älteres Campan; bis etwa 30 m mächtig) stellt einen oft knollig-flaserigen, hellgrauen, grünlichgrauen, oft auch roten, sehr feinkörnigen, pelagischen Kalkstein dar. Er ist intensiv von dunklen Bioturbationsflecken durchsetzt und führt reiche Foraminiferenfaunen neben Radiolarien und Inoceramenresten. Vom helvetischen Schelf verfrachteter detritischer Quarz und Glaukonit treten sowohl diffus verteilt wie auch in erosiv eingelagerten, turbiditischen Silt- und Sandsteinbänkchen auf. Der Liebensteiner Kalk ähnelt dem mit ihm durch fazielle Übergänge verbundenen helvetischen Seewerkalk.

Über dem Liebensteiner Kalk, wahrscheinlich auch seitlich mit seinem jüngeren Teil verzahnend, folgen als meist auffällig hellgrau anwitternde, pelagische, graue bis grünlichgraue, vor allem in Alttertiäranteilen auch rötliche Mergel- bis Kalkmergelsteine die **Leimernschichten** (Santon ?, Campan bis Mitteleozän; bis mehr als 200 m mächtig). Sie bilden die im Allgäu und Vorarlberg weitestverbreitete Ultrahelvetikumserie und zeigen reichlich dunkle Bioturbationsspuren. Auch die Leimernschichten greifen ähnlich den Freschenschichten faziell bis in den südhelvetischen Raum vor (FELBER & WYSSLING 1979) und zeigen gebietsweise fazielle Übergänge zu den helvetischen Amdener Schichten und Wangschichten. Schon in den Kreideanteilen, vor allem aber in den alttertiären Anteilen der Leimernschichten finden sich gröbere, siliziklastisch-karbonatische Resedimenteinschübe (z. B. **Kehleggschichten**, Paleozän bis Untereozän, bis etwa 30 m mächtig, OBERHAUSER 1991). Hierzu sind auch die oft charakteristisch braun gefärbten, kalkreichen, je nach Autor bisher stratigraphisch aber noch unterschiedlich definierten Flyschfolgen der **Schelpenserie** (älteres Eozän; bis über 50 m mächtig ?) zu rechnen.

Das oberbayerisch-oberösterreichische Ultrahelvetikum (Nordultrahelvetikum bei HAGN 1960, HAGN et al. 1981) vertritt größtenteils die **Buntmergelserie** (bm; in Oberbayern Turon bis Obereozän, in Österreich jüngeres Alb bis Obereozän; bis mehr als 200 m mächtig). Sie besteht überwiegend aus grauen, z. T. auch roten, häufig gelblichgrau verwitternden, bereichsweise detritischen Quarz, Glimmer und Glaukonit führenden, pelagischen Mergel- bis Kalkmergelsteinen, in denen dunkle Bioturbationsflecken sowie z. T. reiche Foraminiferenfaunen auftreten. Bei Zunahme siliziklastischer Verunreinigungen nehmen die Gesteine dunkle bis grauschwarze Farben an.

Literatur: BUTT (1981), FESSLER et al. (1992), HAGN (1960, 1978), HAGN et al. (1981), HÖFLE (1972), OBERHAUSER (1991), PREY (1980, 1983), D. RICHTER (1984), M. RICHTER (1957), SCHWERD et al. (1983), TOLLMANN (1985), WEIDICH (1987 b).

5.5 Feuerstätter Flysch, Unternoggschichten und „Südultrahelvetikum“

KLAUS SCHWERD

Gesteine der mit dem Begriff **Flysch** umschriebenen Faziesgruppe subaquatisch gravitativ transportierter Sedimentströme treten im Kartenbereich von den ältesten Bildungen der Molassevertiefe bis hinauf in die Nördlichen Kalkalpen weit verbreitet auf.

Die Flysche im Kartenbereich setzten sich aus Mischungen von ins Meer verfrachtetem Verwitterungsschutt, im Meer produziertem Organismenschutt und durch submarine Erosion entstandenem Detritus zusammen. Nach vorübergehender Ansammlung in Flachwasserbereichen flossen diese noch unverfestigte Massen infolge zeitweiser Störung des Sedimentgleichgewichts

in Form turbulenter Suspensionsströme (Turbidite) oder diverser Arten hochkonzentrierter, viskoser Bodenfrachtströme lawinenartig in tiefere Meeresregionen ab. Stellenweise wurde zudem grobes, von Steilhängen abgegangenes Material submariner Felsstürze, Gleitungen und Rutschungen eingemischt. Bei Erreichen flacheren Meeresbodens lagerte sich hochkonzentriertes, hochviskoses Material häufig in Form chaotisch strukturierter Sedimentmassen ab (Konglomerate, Breccien, Geröllpelite u. ä.). Das die Hauptmasse der Flysche bestimmende feinerkörnige Material (v. a. wechselnd siliziklastisch-karbonatische Sandsteine, Mergelsteine und Tonsteine, teils auch Kalksteine) kam hingegen überwiegend im Bereich von Tiefseefächern und langgestreckten Trogebene in rhythmischen, sich durch die Aufeinanderfolge von Turbiditereignissen oft unzählige Male wiederholenden Sedimentsequenzen zum Absatz. Dabei entstanden in den einzelnen Sequenzen vertikale wie in Transportrichtung horizontale Korngrößenabnahme und diverse Sedimentstrukturen. Auf Schichtunterseiten der mit scharfer Untergrenze einsetzenden Basisbänke bildeten sich durch Ausgüsse vorher angelegter, erosiver Hohlformen verschiedenste Sohlmarken. Die jüngsten Lagen der einzelnen Sequenzen sind vielfach als nahezu karbonatfreie, auf Ablagerung in tiefmeerischem Milieu unter der Kalkkompensationstiefe weisende Tonsteine ausgebildet. Die Flysche sind meist arm an Körperfossilien. Häufig finden sich dagegen jedoch Spurenfossilien einer zwischen den einzelnen Turbiditereignissen entwickelten Bodenfauna.

Aufgrund der durch die Art der Sedimentation bedingten Monotonie und Fossilarmut der Flysche beruht deren stratigraphische Gliederung vor allem auf Veränderung des Seriencharakters der Schichtfolgen, d. h. auf im ungestörten Profil meist fließender Änderung von Lithofazies, Profilaufbau und Mächtigkeit der Sedimentsequenzen.

Literatur: BOUMA et al. (1985), DZULYNSKI & WALTON (1965), FÜCHTBAUER (1988), HESSE (1973, 1982), V. RAD (1966), READING (1986), TOLLMANN (1985), WILDI (1994), WORTMANN (1996).

Feuerstätter Flysch, ff

Der Feuerstätter Flysch tritt wie das Ultrahelvetikum im tektonischen Stockwerk zwischen Helvetikum im Liegenden und Rhenodanubischem Flysch im Hangenden auf und ist in weiten Bereichen des Allgäues und Vorarlbergs zu beobachten. Seine Gesteinsfolgen sind tektonisch gebietsweise intensiv überprägt, zerrissen und oft mit Serien des Ultrahelvetikums zu tektonischen Melangen verwalzt, lagern aber an anderen Stellen auch relativ ruhig in zusammenhängenderen Teilprofilen. In der Karte wurde der Feuerstätter Flysch soweit möglich als eigene Einheit abgetrennt, ansonsten aber, analog dem Ultrahelvetikum, in die Schuppenzone (hf) integriert.

Der Feuerstätter Flysch wird großteils von siliziklastisch-karbonatischen Turbiditfolgen aufgebaut, denen immer wieder Ablagerungen aus hochkonzentrierten Massentransporten in Form von kaum strukturierten Sandsteinen, chaotisch gelagerten Konglomeraten, Breccien und Geröllpeliten sowie bis riesenhafte Einzelblöcke und basische, spilitische Vulkanite eingelagert sind („Wildflysch“). Stratigraphisch reicht der Feuerstätter Flysch nach derzeitigem Kenntnisstand von der jungen Oberkreide (Campan ?) bis ins Mitteleozän (s. Tab. 5.5-1), wobei allerdings wegen vielfach extremer tektonischer Beanspruchung und häufiger Faunenumlagerung bei insgesamt Fossilarmut noch kein gesichertes Kompletprofil besteht. Die Faziesentwicklung weist auf einen stark reliefierten Herkunfts- und bis in die Tiefsee reichenden Ablagerungsraum. Paläogeographisch handelt es sich um einen zumindest ab der jungen Oberkreide durch Krustendehnung strukturierten, dem Nordpenninikum angegliederten Streifen, der vorher vermutlich noch dem europäischen Außenschelf, d. h. dem ultrahelvetischen Faziesraum angehörte. Dem Feuerstätter Flysch paläogeographisch analoge Elemente sind in der Ostschweiz Flysche im Gebiet von Amden (OBERHAUSER 1991) und

der Sardonaflysch (LIHOU 1996), in Oberbayern die stratigraphisch teils noch unsicheren Folgen der Unternoggschichten (HÖFLE & KUHNERT 1969) sowie des „Südultralhelvetikums“.

Hauptgesteine des Feuerstätter Flyschs bilden die in benachbarten, aber voneinander getrennten Ablagerungsräumen entstandenen und dann tektonisch zusammengeführten **Junghansenschichten** (Campan ? bis Mitteleozän; fraglich bis über 200 m mächtig), zu denen vorläufig auch die bei M. RICHTER (1957, 1972) genannten Hörnleinschichten gezählt werden (SCHWERD & RISCH 1983). Diese so definierten Junghansenschichten stellen typische, bergfeucht häufig auffällig dunkle bis schwarze Flyschsequenzen aus hellglimmer- und glaukonitführenden, wechselnd siliziklastisch-karbonatischen Sand- und Siltsteinen sowie Kalk-, Mergel- und Tonsteinen dar. Eingeschaltet sind Geröllpelite, Konglomerate, Breccien sowie Einzelblöcke aus Kristallin- und Sedimentgesteinen. Dazu treten stellenweise größere Vorkommen olistholithisch eingelagerter, teils Pillowstrukturen aufweisender, basischer Vulkanite (RESCH 1976, M. RICHTER 1972).

Im Kontakt mit Junghansenschichten treten vor allem folgende weitere Gesteinskomplexe auf. Die ältesten sind bis über 40 m mächtige, stellenweise augenscheinlich im Sedimentverband zu Junghansenschichten stehende **Aptychenschichten** des Malms, vorwiegend hellgraue bis hellcremefarbene, gut gebankte, dichte, Hornstein- und Resedimentlagen führende Kalksteine, deren Stellung und Herkunft derzeit noch nicht geklärt sind. Die **Rote Gschliefschichten** (Paleozän bis Untereozän; bis etwa 20 m mächtig), bei OBERHAUSER (1991) als **Rinderbachschichten** bezeichnet, werden von häufig roten, gelegentlich auch graugrünlichen, wechselnd siltig-sandigen Ton- bis Tonmergelsteinen mit karbonatarmlen Quarzsiltstein- bis Quarzsandsteinbänken sowie karbonatkomponentenfreien Konglomeraten zusammengesetzt und deuten auf Ablagerung in der Tiefsee unter der Kalklösungsgrenze. Als **Bolgenkonglomerat** (Maastricht ? bis Paleozän; bis über 20 m mächtig) werden mächtigere, teils aber nur gering verfestigte, meist kaum sortiert bis chaotisch gelagerte Konglomerate mit feinkiesigen bis kubikmetergroßen Kristallin- und Sedimentkomponenten bezeichnet. Der **Feuerstätter Sandstein** (Mitteleozän; bis etwa 50 m mächtig) stellt einen kaum gebankten, meist karbonatarmlen, glaukonitischen Quarzsandstein mit partienweise reichlich Feldspat und Geröllanreicherungen bis hin zu Konglomeraten dar. Neben dem Feuerstätter Sandstein könnten zumindest stellenweise kalkreiche **Globigerinenflysche** (Mitteleozän; bis möglicherweise mehr als 50 m mächtig), bei WEIDICH & SCHWERD (1987) „Flysch unsicherer tektonischer Stellung“ genannt, die jüngsten Gesteine des Feuerstätter Flyschs bilden (OBERHAUSER 1991).

Literatur: EGGERT (1977), HAGN (1960), OBERHAUSER (1980, 1991), D. RICHTER (1984), M. RICHTER (1957, 1972.), SCHOLZ (1995), SCHWERD et al. (1983), SCHWERD & RISCH (1983), WEIDICH & SCHWERD (1987).

Unternoggschichten, u

Zwischen Lech und Ammer finden sich die von REICHELT (1960) genauer beschriebenen und bereits von M. RICHTER (1957) mit dem Feuerstätter Flysch verglichenen Flyschfolgen der **Unternoggschichten** (Kreide ? bis älteres Eozän; bis mehrere Zehnermeter mächtig ?). Sie bauen sich vor allem aus Ton-, Schluff-, Mergel- und Sandsteinen mit eingelagerten Konglomeraten bis Breccien auf. Die hier ebenfalls partienweise tek-

tonisch stark überprägten Serien reichen bei noch unklaren Kreideanteilen (Umlagerungen ?) gesichert in das Eozän (HÖFLE & KUHNERT 1969).

„Südultrahelvetikum“

Östlich der Ammer folgen entlang des oberbayerischen Gebirgsrandes bis zur Salzach bei HAGN (1960) dem „**Südultrahelvetikum**“ (jüngere Oberkreide ? bis Eozän; ? bis 100 m mächtig) zugeordnete und wie bereits teilweise durch M. RICHTER (1957) dem Feuerstätter Flysch verglichene Gesteine. Sie treten in einer Reihe meist kleiner und verstreuter Aufschlüsse häufig tektonisch mit ultrahelvetischer Buntmergelserie vermischt zutage und sind daher in der Karte in den Bereich Schuppenzone (hf) integriert. Stratigraphische Korrelation oder Schichtengliederung der wie der Feuerstätter Flysch häufig als „Wildflysch“ bezeichneten Sedimente waren bisher nicht möglich (s. Tab. 5.5-1). Einen Hauptteil der Sequenzen bilden den Junghansschichten ähnliche, aus häufig grobklastischer Basis hervorgehende, siliziklastisch-karbonatische Sand- und Siltsteine, Kalksteine sowie Mergel- bis Tonsteine. Mit ihnen treten teils intensiv rote, den Roten Gschliefschichten analoge Tiefseepelite auf. Überdies fallen auch reichlich aus Kristallin- und Sedimentkomponenten z. T. beträchtlicher Größe aufgebaute, dem Bolgenkonglomerat ähnelnde Konglomerate und Breccien auf. An Literatur zu diesen bisher noch unzureichend definierten, z. T. mit Lokalnamen versehenen Serien sei vor allem auf FREIMOSER (1972), HAGN (1960), PFLAUMANN & STEPHAN (1968) sowie STEPHAN & HESSE (1966) verwiesen.

Auch im Bereich östlich der Salzach tritt das tektonisch mit Buntmergelserie vermischte „Südultrahelvetikum“ nur in wenigen kleinen Aufschlüssen zutage. Nach PREY (1980, 1983) setzt es sich hier vorwiegend aus bunten Ton- bis Tonmergelsteinen der jüngeren Oberkreide und des Alttertiärs zusammen. Zum jurassisch-ätekretazischem Untergrund dieser Serien rechnet PREY (1980, 1983) die östlich des Traunsees und in der Störungzone westlich des Wolfgangsees lokal auftretenden Elemente der Grestener Klippenzone. In der Karte sind diese und das „Südultrahelvetikum“ mit der Buntmergelserie (bm) zusammengefaßt.

An dieser Stelle sei auch die im Kartenbereich im Schweizer Rheintal auftretende Klippe von Grabs (kg) erwähnt. Sie stellt eine über der Wildhauser Schuppenzone isoliert ausstreichende tektonische Deckscholle dar. Ihr vom Malm bis in das Alttertiär reichendes Gesteinsinventar zeigt zwar teilweise Ähnlichkeit mit altersgleichen Schichtfolgen der Ostschweizer Falknis-Decke, doch ist die deckentektonische Stellung der Klippe bisher noch nicht geklärt (GRUNER 1981).

5.6 Rhenodanubischer Flysch

KLAUS SCHWERD

Der Rhenodanubische Flysch ist als tektonisches Großbauelement entlang der Nordfront der gesamten Ostalpen mit einigen Unterbrechungen vom Rhein nach E bis über die Donau hinaus zu verfolgen und steht in sedimentärer wie struktureller Verbindung mit den Flyschen der Externzone der Westkarpaten (s. ELIÁS et al. 1990, OBERHAUSER 1995). Nach W dagegen, nach seiner strukturellen Aufteilung in eine nördliche und südliche Flyschzone im Bereich des Vorarlberger-Allgäuer Deckenhalbfensters, ist er jenseits der komplexen Rheintalstörung in der Nordostschweiz nur noch in einzelnen tektonischen Klippen und Schuppenzonen aufgeschlossen (OBERHAUSER 1995).

Der Rhenodanubische Flysch wird im Kartenbereich aus kreidezeitlichen sowie knapp westlich und dann östlich der Salzach auch alttertiären Sedimenten aufgebaut (s. Tab. 5.5-1), die in Vorarlberg wohl bis über 4 km, in Bayern und östlich der Salzach bis nahe 2 km Mächtigkeit erreichen. Sie entstanden ganz überwiegend aus niedrig- bis höherkonzentrierten Suspensionsströmen. Die Hauptmasse der großteils recht monotonen Schichtenfolgen des Rhenodanubischen Flyschs bauen wechselnd karbonatisch-siliziklastische, teils auch kieselige, gradierte Turbiditsequenzen von Sand-, Silt-, Mergel- und Tonsteinen mit nur wenigen Abschnitten konglomeratisch-brecciöser Einschaltungen auf.

Die Gesamtheit der stratigraphischen und sedimentologischen Merkmale des Rhenodanubischen Flyschs sprechen nach HESSE (1973, 1982) für Ablagerung in einem relativ schmalen, nahezu horizontalen Tiefseegraben unter der Kalkkompensationstiefe. Dieser stand jedoch weder mit einer aktiven Subduktionszone noch mit sonstiger kompressiver Tektonik in Verbindung, da im gesamten, über 70 Millionen Jahre umfassenden Schichtenstapel so gut wie keine synsedimentäre tektonische Deformation zu erkennen ist. Außerdem zeigt die Schichtenfolge, deren ehemaliger Untergrund nirgendwo im Verband aufgeschlossen ist, zum stratigraphisch Jüngeren keine Tendenz zu flachermarinem Milieu, zu Auffüllung des Beckens. Dies weist auf ein während der gesamten Sedimentationszeit wohl durch Krustendehnung subsidierendes Becken. Die paläogeographische Zuordnung des Rhenodanubischen Flysches erfolgt bis heute sehr unterschiedlich (vgl. EGGER 1990, 1995; HESSE 1982, OBERHAUSER 1995, PREY 1980, TRÜMPY 1988, WORTMANN 1996).

Während im Kartenbereich in der Längserstreckung des Rhenodanubischen Flyschs, also trogparallel, unter Beachtung von Proximal/Distalmerkmalen zumindest in einer Reihe von Schichtgliedern eine langanhaltende Fazieskonstanz zu beobachten ist, zeigen sich quer zur Trogachse Unterschiede in der Faziesgliederung. In Vorarlberg und Bayern westlich des Inns geht eine gröberklastische, im allgemeinen mächtigere, als **Sigiswanger Fazies** bezeichnete Nordfazies paläogeographisch in eine feinerklastische, i. a. geringermächtige, als **Oberstdorfer Fazies** bezeichnete Südfazies über (EGGER 1992, HESSE 1982, TOLLMANN 1985). Nur zwischen Rhein und Iller tritt hierzu außerdem noch eine zwar heute deckentektonisch im südlichen Streifen des Rhenodanubischen Flyschs auftretende, paläogeographisch aber nördlich der Sigiswanger Fazies beheimatete, noch gröberklastische und mächtigere **Üntschenfazies** (RICHTER 1957). Diese und die Sigiswanger Fazies bilden eine paläogeographische Großeinheit mit faziellen Kontrasten zur südlich folgenden Oberstdorfer Fazies.

Während die Sigiswanger Fazies in klassischem Sinne vom Rhein zumindest bis östlich der Leitzach zu verfolgen ist, keilt die Üntschenfazies übertage bereits im Illergebiet nach E aus. Die Oberstdorfer Fazies verschwindet nach W nahe bei Oberstdorf und nach E bis zur Chiemseesenke unter den tektonisch auflagernden Nördlichen Kalkalpen. Im östlich anschließenden Rhenodanubischen Flysch zwischen Chiemseesenke und Salzach ist nach FREIMOSER (1972) keine klare Aufgliederung in eine Sigiswanger und Oberstdorfer Fazies mehr möglich, sondern es treten im N wie S Gesteinsserien beider westlich des Inns noch getrennter Faziesbereiche gemeinsam auf. EGGER (1992) unterscheidet dann östlich der Salzach einen südlichsten, der Sigiswanger Fazies noch ähnlichen Flyschstreifen vom übrigen, als **Salzburger Fazies** bezeichneten Bereich.

5.6.1 Unterkreide

Die unterkretazischen Serien sind im Legendenbegriff Tristelschichten bis Quarzserie (fu) zusammengefaßt.

Älteste bekannte Gesteine des Rhenodanubischen Flyschs im Kartenbereich bilden die basal wohl tektonisch begrenzten, in der Literatur auch als Kalkgruppe bezeichneten **Tristelschichten** (jüngeres Barrême bis älteres Apt; im Allgäu bis 250 m, in Oberbayern bis 150 m, östlich der Salzach bis 200 m mächtig). Charakterisierende Hauptgesteine der westlich des Inns nur in der Oberstdorfer Fazies bekannten Serie bilden pelitische und psammitische, bis mehr als ein Meter mächtige, graue, teils spätige Kalksteine. Sie führen neben resedimentierten Karbonatgesteinskomponenten und wechselnden Siliziklastanteilen im Gegensatz zu den übrigen Gesteinen des Rhenodanubischen Flyschs auch reichlich Biogenschutt (Milioliden, Echinodermen, Bryozoen u. a.). Weitere Anteile der Hartbankfolgen der Tristelschichten stellen neben meist nur geringmächtigen Silt- und Sandsteinen sowie hornsteinführenden Kieselkalksteinen pelitische, bis einige Dezimeter mächtige, hellockerfarbene bis graue, dichte Kalksteine mit reichlich dunklen Bioturbationsflecken dar. Diese zusammen teils bis über 2 m mächtigen Hartbankanteile bilden mit bis um einen Meter mächtigen, häufig dunkelgefärbten Ton- bis Mergelsteinen die Turbiditsequenzen der Tristelschichten der Oberstdorfer Fazies.

Die im W charakterisierenden biogenschuttoreichen Kalksteine treten östlich der Chiemseesenke in den hier im S wie N des Rhenodanubischen Flysches austreichenden Tristelschichten nach FREIMOSER (1972) erheblich zurück. Die Schichtenfolge zeigt im unteren Teil vor allem Mergelsteine bis pelitische, mergelige Kalksteine, im höheren Teil dann zunehmend Einschaltungen von biogenschuttoreicheren, teils feimbreciösen Kalksteinen und pelitischen Fleckenkalksteinen. Jenseits der Salzach werden die hier ebenfalls im S und N zutage tretenden Tristelschichten nach EGGER (1989) wieder vermehrt von den im W typischen, arenitischen, teils spätigen Kalksteinen sowie von Kalksandsteinen und grauen Mergelsteinen zusammengesetzt.

Über den Tristelschichten folgt mit vor allem im W raschem Übergang die im Schrifttum auch als Quarzit-Gruppe, Flysch-Gault oder Gault-Flysch bezeichnete **Quarzitserie** (mittleres oder jüngeres Apt bis jüngstes Alb; im bayerischen wie österreichischen Kartenbereich bis etwa 200 m mächtig). Sie tritt vor allem in der Oberstdorfer Fazies auf, wurde aber auch an wenigen Stellen an der Basis der Sigiswanger Fazies unter Ofterschwanger Schichten beobachtet (MATTERN 1988, v. RAD 1972). Ob ihr sonstiges Fehlen in der Sigiswanger Fazies stratigraphischer oder tektonischer Natur ist, steht bisher nicht fest. Im Kartenbereich östlich der Chiemseesenke ist die Quarzitserie in südlichen wie nördlichen Teilen des Rhenodanubischen Flyschs aufgeschlossen (EGGER 1989, FREIMOSER 1972).

Der Seriencharakter der Quarzitserie wird durch eine Wechsellagerung vor allem von kieselig-tonig-kalkig gebundenen, z. T. auffällig glaukonitreichen, durch hohen Anteil an Quarzdetritus vor allem im Basalteil der Bänke „quarzitisch“ wirkenden Silt- und Sandsteinen mit grauen, grünen und schwarzen Tonsteinen bestimmt. Innerhalb der im W bis über 2 m mächtigen, nach E zu insgesamt geringermächtigen, dunkelgrauen bis dunkelgrünlichgrauen Silt- und Sandsteinbänke, die stellenweise auch reichlicher Feldspat führen, nimmt der Gehalt an detritischem Quarz nach oben meist zugunsten des Karbonatanteils ab. Es entwickeln sich so mit fließendem Übergang im oberen Teil der Bänke siliziklastische, pelitisch bis feinsammitische, partienweise verkieselte Kalksteine. Im jüngeren Abschnitt der Quarzitserie lassen sich zudem abschnittsweise Bankgruppen von meist hellergrauen Mergel- und pelitischen Kalksteinen beobachten, die faziell zu den Ofterschwanger Schichten weisen.

Nach HESSE (1973) baut sich die Quarzitserie zumindest im Allgäu und westlicheren Oberbayern aus zwei hartbankreichen zwischen drei tonsteinreichen Profilabschnitten auf und läßt zwischen Iller und Tegernsee eine Bank-für-Bank-Korrelation zu. Insgesamt nimmt der Tonsteinanteil der Serie im Kartenbereich von W nach E zu, der Hartbankanteil ab. Während in Bayern konglomeratische Einschaltungen bisher als nur geringmächtig und feinkörnig im Basalteil von einzelnen Sandsteinbänken beobachtet wurden (FREIMOSER 1972, v. RAD 1966), streichen in der Quarzitserie am Nordrand des Rhenodanubischen Flyschs nördlich von Salzburg bis mehrere Meter mächtige, teils sehr grobklastische Konglomerate und Breccien aus (EGGER 1989, HESSE 1973).

5.6.2 Oberkreide bis Alttertiär

Die Legendeneinheit Untere Bunte Mergel bzw. Ofterschwanger Schichten bis Anthering-Formation (fo) umfaßt den oberkretazisch-alttertiären Anteil des Rhenodanubischen Flyschs im Kartenbereich.

Vom Allgäu bis in den Kartenbereich östlich der Salzach entwickeln sich aus der Quarzitserie, außer an deren in **Kapitel 5.6.1** erwähnten Vorkommen in der Sigiswanger Fazies, die in Österreich auch Untere Bunte Schiefer genannten **Unteren Bunten Mergel** (westlich der Chiemseesenke jüngstes Alb bis mittleres und jüngeres Cenoman, östlich der Chiemseesenke bereichsweise vermutlich bis Turon; im Allgäu bis 40 m, östlich davon bis 30 m mächtig). Sie setzen sich in sehr wechselnden Anteilen vor allem aus grünen, roten, grauen und schwarzen Ton- bis Tonmergelsteinen zusammen. Eingeschaltet sind im allgemeinen einzelne, meist nur dünne Bänke von quarz- und glaukonitreichen Silt- und Sandsteinen vom Typ der Quarzitserie, vorwiegend lutitischen Kalksteinen und Mergel- bis Kalkmergelsteinen.

Die in Vorarlberg auch als Basisserie bezeichneten **Ofterschwanger Schichten** (jüngstes Alb bis mittleres und jüngeres Cenoman; in Üntschenfazies bis 300 m, in Sigiswanger Fazies im W bis 200 m, im E bis 100 m mächtig) bilden die älteste aufgeschlossene Schichtenserie der Üntschenfazies und mit wenigen Ausnahmen (**s. Kap. 5.6.1**) auch der Sigiswanger Fazies. Sie verzahnen sich paläogeographisch nach S zur Oberstdorfer Fazies größtenteils mit den Unteren Bunten Mergeln und im basalen Teil wohl auch direkt mit jüngsten Abschnitten der Quarzitserie. Im Rhenodanubischen Flysch östlich der Chiemseesenke scheinen die Ofterschwanger Schichten dagegen gänzlich zu fehlen und zeitlich von Unteren Bunten Mergeln ersetzt zu sein (EGGER 1989, 1992; FREIMOSER 1972).

Der Seriencharakter der Ofterschwanger Schichten wird vor allem von z. T. bis mehrere Meter mächtigen, grauen bis dunkelgrauen, vielfach hellgrau anwitternden, plattig-schiefrig brechenden Kalkmergelsteinen beherrscht. Sie bauen nach v. RAD (1972) zumindest im Allgäu 80–90% der Schichtfolge auf. An den einzelnen Sedimentzyklen sind im gesamten Verbreitungsgebiet untergeordnet auch Silt- und Sandsteine, wechselnd siliziklastische, meist feinkörnige Kalksteine sowie seltener bunte Ton- bis Tonmergelsteine beteiligt. Diese Einschaltungen ähneln im basalen Teil der Serie lithologisch vielfach noch der Quarzitserie, im jüngeren Teil dagegen bereits den Piesenkopfschichten wie dem Reiselsberger Sandstein.

In der Üntschenfazies, Sigiswanger Fazies und zumindest bereichsweise nördlichen Oberstdorfer Fazies über Ofterschwanger Schichten, in der übrigen Oberstdorfer Fazies sowie im gesamten Kartengebiet östlich der Chiemseesenke über Unteren Bunten

Mergeln folgt der in Vorarlberg auch als Schwabbrünnen-Serie, ansonsten z. B. auch als Hauptflyschsandstein oder Reiselsberger Schichten bezeichnete **Reiselsberger Sandstein** (jüngeres Cenoman bis jüngeres Turon; in Üntschenfazies bis mehr als 1000 m, in Sigiswanger Fazies im W bis über 300 m und im E bis 200 m, in Oberstdorfer Fazies bis 100 m, östlich der Chiemseesenke bis 120 m, östlich der Salzach bis 160 m mächtig). Er zeigt von der Üntschenfazies zur Sigiswanger Fazies eine klare Mächtigkeitsabnahme und keilt zumindest bereichsweise innerhalb der Oberstdorfer Fazies nach S zwischen ihn dann zeitlich vertretenden Unteren und Oberen Bunten Mergeln aus. Auch zwischen Chiemseesenke und Salzach keilt der Reiselsberger Sandstein von einem Bereich größter Mächtigkeit nach S zwischen Unteren und Oberen Bunten Mergeln, andererseits aber anscheinend auch nach N aus (FREIMOSER 1972). Östlich der Salzach ist der Reiselsberger Sandstein in größerem Maße nur im Südteil des Rhenodanubischen Flyschs zwischen Mond- und Attersee aufgeschlossen. EGGER (1992) vermutet hier ebenfalls ein sedimentäres Auskeilen nach N.

Das den größten Teil des Reiselsberger Sandsteins aufbauende Typgestein stellen graue bis dunkelbläulichgraue, oft mit rostfarbener, mürber Rinde verwitternde, an Glimmer, Quarz und Gesteinsbruchstücken reiche Sandsteine dar. Sie sind fein- bis grobsandig, abschnittsweise auch konglomeratisch bis brecciös, führen oft reichlich inkohlten Pflanzenhäcksel und bilden je nach Überwiegen kalkigeren oder tonigeren Bindemittels härtere oder mürbere Gesteinstypen. Die Bankmächtigkeit der im Gesamteindruck überwiegend dickbankig, oft massiv wirkenden Sandsteine schwankt zwischen einigen Dezimetern und mehr als 10 m. Zu diesen Gesteinen treten in den Sedimentzyklen des Reiselsberger Sandsteins noch in ganz unterschiedlicher Häufigkeit und Mächtigkeit dunkle, wechselnd siltig-sandige bis glimmerreiche Ton- und Tonmergelsteine („Sandmergelstein“), teils dem Typ der Ofterschwanger Schichten gleichende graue Kalkmergelsteine, siltig-sandige Kalksteine und im jüngeren teils der Serie Kalkstein-Tonstein-Wechsel vom Typ der Piesenkopfschichten.

Die in Österreich östlich der Salzach auch als Seisenburger Schichten oder Obere Bunte Schiefer bezeichneten **Oberen Bunten Mergel** (zwischen Allgäu und Chiemseesenke Turon bis Santon oder eher noch bis Campan, östlich der Chiemseesenke jüngeres Turon bis Campan; bis 30 m mächtig) folgen, soweit feststellbar, überwiegend auf den Reiselsberger Sandstein. Nur bei dessen Auskeilen im südlichsten Teil der Oberstdorfer Fazies und des Flyschgebietes zwischen Chiemseesenke und Salzach entwickeln sie sich direkt aus dem Unteren Bunten Mergel. In der Üntschenfazies scheinen die Oberen Bunten Mergel ganz zu fehlen. Namengebend sind buntgefärbte, daneben auch graue und schwarze, teils siltig-sandige Ton- bis Tonmergelsteine. Sie stehen im größeren Teil der Serie mit im allgemeinen nur zentimetermächtigen Silt- und Sandstein- sowie teils kieseligen, überwiegend lutitischen Kalksteinbänkchen in einem bereits an die Sedimentrhythmik der Piesenkopfschichten erinnerndem Wechsel.

Die in Vorarlberg auch als Plankner-Serie, östlich der Salzach als Zementmergelbassschichten bezeichneten **Piesenkopfschichten** (Üntschenfazies: jüngstes Turon bis jüngeres Campan, Sigiswanger u. Oberstdorfer Fazies: über Oberen Bunten Mergeln etwa jüngeres Santon bis älteres Campan, Kartengebiet östlich der Chiemseesenke: älteres Campan; in Üntschenfazies bis 500 m, in Sigiswanger Fazies bis 200 m, zwischen Chiemseesenke u. Salzach bis 150 m, östlich der Salzach bis 100 m mächtig) sind zwischen Rhein und Chiemseesenke typische Gesteine der Üntschenfazies und Sigiswanger Fazies, scheinen aber teilweise auch noch in die nördlichere Oberstdorfer Fa-

zies zu reichen. Im erstgenannten Faziesraum folgen sie stratigraphisch direkt über Reiselsberger Sandstein, in den beiden letztgenannten sowie im Kartengebiet östlich der Chiemseesenke dagegen vielfach beobachtbar über Oberen Bunten Mergeln. Die Piesenkopfschichten verzahnen sich nach S von der Sigiswanger in die Oberstdorfer Fazies größtenteils oder ganz mit den westlich der Chiemseesenke in das Santon oder eher noch ältere Campan, östlich der Chiemseesenke dann nach EGGER (1993) gesichert in das ältere Campan reichenden Oberen Bunten Mergeln. Sollten in der Sigiswanger und Oberstdorfer Fazies bereichsweise keine Oberen Bunten Mergel entwickelt sein, müßten hier die Piesenkopfschichten wie in der Üntschenfazies direkt über dem Reiselsberger Sandstein folgen und wohl bis in das jüngere Turon hinunter reichen.

Der für die Piesenkopfschichten im gesamten Kartenbereich typische Seriencharakter wird durch eine auffällig kurzspannige, rhythmische Wechsellagerung von dünnplattigen, im allgemeinen zwischen Zentimetern und zwei Dezimeter mächtigen, überwiegend lutitischen Kalk- bis Kalkmergelsteinen mit meist ähnlich dünnen Ton- bis Tonmergelsteinen geprägt. Die Kalk- bis Kalkmergelsteine sind wechselnd siliziklastisch durchsetzt, teils verkieselt und hell- bis weißlichgrau sowie auch bunter gefärbt. Stellenweise treten etwas dickbankigere, gröberkörnige, wechselnd siliziklastische, arenitische Kalksteine sowie karbonatreichere Sandsteine auf. Die Ton- bis Tonmergelsteine zeigen graue bis buntere Farben.

Solche in Lithologie und Rhythmik der Piesenkopfschichten entwickelten Gesteinssequenzen treten auch immer wieder innerhalb anderer Schichtfolgen des Rhenodanubischen Flyschs auf und werden dann als „Piesenkopffazies“ bezeichnet. Im Flyschbereich zwischen Chiemseesenke und Salzach ist zudem neben den klassischen Piesenkopfschichten nach FREIMOSER (1972) auch eine Mischfazies aus Piesenkopfschichten und Zementmergelserie zu beobachten. Östlich der Salzach werden die Piesenkopfschichten als „Zementmergelbasisschichten“ zu einer gegenüber bayerischem Gebiet weiter gefaßten Zementmergelserie gerechnet, die zudem über dem auch in Bayern als Zementmergelserie definierten Profilabschnitt die westlich der Salzach als Hällritzer Serie bezeichnete Schichtenfolge beinhaltet (s. EGGER 1989).

Das zusammen mit den Oberen Bunten Mergeln und Piesenkopfschichten stratigraphisch heterochronste Schichtglied des Rhenodanubischen Flyschs bildet im Kartengebiet die **Zementmergelserie** (Oberstdorfer Fazies: Turon bis Maastricht, Sigiswanger Fazies u. Raum Chiemseesenke–Traunsee: mittleres Campan; in Oberstdorfer Fazies bis über 500 m, in Sigiswanger Fazies u. Raum Chiemseesenke–Salzach bis über 200 m, östlich der Salzach bis über 300 m mächtig). In der Oberstdorfer Fazies setzt diese Serie über Oberen Bunten Mergeln und bei eventuellem Fehlen letzterer über Reiselsberger Sandstein ein und erstreckt sich bis in die jüngste Oberkreide. Noch innerhalb dieses Faziesbereiches verzahnt sich die Zementmergelserie nach N mit den hier in das jüngere Santon oder eher noch in das basale Campan aufsteigenden Oberen Bunten Mergeln. Im mittleren Campan greift die Zementmergelserie darüber hinweg kurzfristig nach N in die Sigiswanger Fazies zwischen Piesenkopfschichten und Hällritzer Serie ein, um sich ab dem jüngeren Campan wieder auf die erstgenannte Fazieszone zu beschränken. In der Üntschenfazies fehlt Zementmergelserie. Östlich der Chiemseesenke und Salzach ist die Zementmergelserie im bayerischen Sinne auf etwa das mittlere Campan beschränkt (EGGER 1992, 1995; FREIMOSER 1972).

Der Seriencharakter der Zementmergelserie wird von im Mittel ein bis drei Meter mächtigen, rhythmischen Sedimentzyklen aus Sand- bis Kieselkalksteinen, darüber den namengebenden Kalkmergelsteinen und zuoberst Tonsteinen gebildet. Die angegebene mittlere Mächtigkeit der Einzelzyklen wird seltener überschritten, häufiger aber unterschritten. In der Oberstdorfer Fazies ist die Serie insgesamt relativ feinkörnig entwickelt. In der auch Kalkgrabenschichten genannten, campanen Zementmergelserie der Sigiswanger Fazies führen die basalen Teile der die Einzelzyklen einleitenden Hartbänke hingegen häufig groberkörniges Material.

In einer Normalfolge setzen sich die basalen Hartbänke aus grauen bis bläulichgrauen, im allgemein einige Dezimeter mächtigen Sandkalksteinen und darüber ähnlich mächtigen, grau bis gelblichgrauen, oft hornsteinführenden Silt- und Kieselkalksteinen zusammen. Letztere gehen durch hohe, aus Kieselschwammresten stammende Chalcedonanteile in stahlgraue bis bläulichgraue Spongite über. Unter vielfacher Zwischenschaltung von lutitischen Kalksteinen entwickeln sich darüber die die Zementmergelserie im allgemeinen beherrschenden, oft dunkel- oder bläulichgrauen, gelblich- oder weißlichgrau verwitternden, dezimeter- bis manchmal metermächtigen Kalkmergel- bis Mergelsteine mit meist reichlich Schwammnadeln und Verkieselungen. Unter zu beobachtender Einschaltung von Piesenkopffazies werden die Sedimentzyklen nach oben von dünnen, grau bis grünlichgrauen Tonsteinen abgeschlossen.

Im Gebiet zwischen Chiemseesenke und Salzach ist die weiträumig der Sigiswanger Fazies lithologisch ähnliche Zementmergelserie entwickelt. Diese verzahnt sich hier nach FREIMOSER (1972) in paläogeographischen Randbereichen mit einer wohl bis in das Maastricht der Bleicherhornserie hinaufreichenden, teils gröberklastischen Mischfazies. Östlich der Salzach zeigt der der bayerischen Zementmergelserie entsprechende Profilabschnitt ebenfalls einen der Sigiswanger Fazies angelehnten lithologischen Charakter.

In der Üntschenfazies folgt über den Piesenkopfschichten, in der Sigiswanger Fazies und im Kartenbereich östlich der Chiemseesenke über der Zementmergelserie die in Vorarlberg auch als Planknerbrücke-Serie bezeichnete **Hällritzer Serie** (zwischen Rhein und Chiemseesenke: jüngeres Campan bis möglicherweise älteres Maastricht, östlich der Chiemseesenke und Salzach jüngeres Campan; in Üntschenfazies bis über 1000 m, in Sigiswanger Fazies bis vielleicht 300 m, zwischen Chiemseesenke und Salzach bis 200 m, östlich der Salzach bis 100 m mächtig). Gegenüber der Zementmergelserie nehmen in ihr die Hartbankanteile in den bis mehr als 3 m mächtigen Sedimentzyklen erheblich an Siliziklastführung, Grobkörnigkeit im Basalteil und Mächtigkeit zu, für die Zementmergelserie typische Kalkmergelsteine dagegen an Häufigkeit und Mächtigkeit ab. In der Üntschenfazies ist die Hällritzer Serie wesentlich mächtiger und zumindest im Osteil auch gröberklastisch als in der Sigiswanger Fazies entwickelt und reicht in beiden Fazieszonen zumindest abschnittsweise bis in das ältere Maastricht. Im Gegensatz hierzu bleibt die Hällritzer Serie östlich der Chiemseesenke und Salzach bei weiträumiger Überlagerung durch Oberste Bunte Mergel (Pernecker Schichten) auf das jüngere Campan beschränkt (s. EGGER 1992, FREIMOSER 1972).

Der untere, im allgemeinen mehr als die Hälfte eines Zyklus einnehmende Gesteinsanteil beginnt im Normalprofil mit feinkiesigen Konglomeraten bis grobkörnigen, grauen Sandkalksteinen und Sandsteinen. Darüber entwickeln sich, ähnlich den entsprechenden Sequenzteilen der Zementmergelserie, feinerkörnige Sandkalksteine, Siltkalksteine und hornsteinführende Kieselkalksteine bis Spongite. Auf sie folgen im

meist nur wenige Dezimeter mächtigen oberen Zyklenteil Kalkmergelsteine wie in der Zementmergelserie, darauf Piesenkopffazies oder helle, lutitische Kalksteine und zu oberst grünliche oder graue Tonmergelsteine. Vor allem in den siltig bis sandigen Gesteinen ist für die Hällritzer Serie eine merkliche bis teils reichere Glaukonitführung typisch.

Zwischen Chiemseesenke und Salzach ist die Hällritzer Serie nach FREIMOSER (1972) teilweise nur schwer von der Zementmergelserie zu trennen und wird zudem in bestimmten Abschnitten von der bereits bei letztgenannter Serie beschriebenen Mischfazies ersetzt. Östlich der Salzach sind die Basalteile der Sedimentzyklen des lithologisch der bayerischen Hällritzer Serie entsprechenden, nomenklatorisch hier aber nicht von der Zementmergelserie abgetrennten Profilabschnittes insgesamt geringermächtig als in Bayern (EGGER 1989).

Während die Hällritzer Serie zwischen Rhein und Chiemseesenke soweit erkennbar stratigraphisch allgemein von Bleicherhornserie überlagert wird, folgen im östlich anschließenden Kartenbereich auf die Hällritzer Serie die in Österreich als Pernecker Schichten oder Oberste Bunte Schiefer bezeichneten **Obersten Bunten Mergel** (jüngstes Campan; in Bayern bis 40 m, östlich der Salzach bis 50 m mächtig). Sie bauen einen abschnittsweise sehr feinrhythmischen, Piesenkopffazies-artigen, daneben aber auch weiterspannigen Wechsel von grünen, roten und grau bis schwarzen Ton- bis Tonmergelsteinen mit teils glaukonitführenden, grauen bis bunteren Sandkalksteinen, Feinsandsteinen und Siltsteinen auf. Nach FREIMOSER (1972) keilen die Obersten Bunten Mergel im Raum zwischen Chiemseesenke und Salzach zumindest streckenweise sedimentär nach S aus und werden in nördlicheren Teilen wohl stellenweise von der bereits bei der Zementmergelserie beschriebenen Mischfazies ersetzt. Auch in der Fortsetzung östlich der Salzach keilen die Obersten Bunten Mergel (**Pernecker Schichten**) nach PREY (1980) und EGGER (1989, 1992) regional vielfach nach S aus und werden hier von bis an das Maastricht heranreichenden Äquivalenten der Hällritzer Serie ersetzt. Anklänge an Oberste Bunte Mergel finden sich im übrigen auch stellenweise in der Sigiswanger Fazies nordöstlich von Füssen (EGGER 1995) und westlich von Bad Tölz (HESSE & STEPHAN 1991).

Lithologisch wohl heterogenste und zwischen Rhein und Salzach zudem jüngste Schichtenfolge des Rhenodanubischen Flyschs bildet die in Vorarlberg auch Fanóla-Serie und in Österreich östlich der Salzach heute Altlenzbacher Schichten genannte **Bleicherhornserie** (zwischen Rhein und Chiemseesenke: Maastricht, zwischen Chiemseesenke und Salzach: Maastricht bis älteres Paleozän, östlich der Salzach: Maastricht bis jüngstes Paleozän; in Üntschenfazies bis 1500 m, in Sigiswanger Fazies bis 200 m, zwischen Chiemseesenke und Salzach bis 500 m, östlich der Salzach bis über 1000 m mächtig). Sie tritt zwischen Rhein und Chiemseesenke in der Üntschenfazies und Sigiswanger Fazies, östlich der Chiemseesenke und Salzach dann im gesamten Flyschbereich auf und ist nach oben, außer bei bisher nur östlich der Salzach nachgewiesener Überlagerung durch die Anthering-Formation (s. EGGER 1995), überall erosiv oder tektonisch begrenzt.

Zwischen Rhein und Salzach sind in der Bleicherhornserie nahezu sämtliche aus den älteren Schichtfolgen des Rhenodanubischen Flyschs beschriebenen Typen von Sedimenten und Sedimentzyklen in verschiedenen Kombinationen entwickelt. Insgesamt nimmt gegenüber der Hällritzer Serie der Anteil an Kalkmergelstein erheblich zu und es schalten sich außerdem häufig glimmerreiche „Mürbsandsteine“ und lutitische

Kalksteine ein, deren gemeinsames Auftreten geradezu leitend für die Bleicherhornserie ist.

Bedeutende Teile der Bleicherhornserie Bayerns werden von oft in mächtigen, rhythmischen Folgen auftretenden, bis zu mehrere Meter mächtigen Einzelzyklen aufgebaut, die im großen lithologisch im unteren Teil entsprechenden Abschnitten der Hällritzer Serie, im oberen Teil entsprechenden Abschnitten der Zementmergelserie ähneln. Die vielfach in solchen, aber ebenso auch in anders aufgebauten Einzelzyklen auftretenden „Mürbsandsteine“ stellen dem Reiselsberger Sandstein vergleichbare, häufig mürb verwitternde, meist karbonatarmer Sandsteine mit reichlich Glimmer und Mächtigkeiten bis zu mehreren Metern dar. Die zudem immer wieder eingeschalteten, hellgrauen bis gelblichgrauen, dezimeter- bis metermächtigen, lutitischen Kalksteine ähneln denen der Tristelschichten. Neben Konglomeraten, Breccien sowie Aufarbeitungsprodukten aus dem unmittelbaren Liegenden eines Einzelzyklus kommen außerdem auch Partien von Piesenkopffazies vor.

Im Gebiet zwischen Chiemseesenke und Salzach nimmt die Mächtigkeit der hier noch in das ältere Paleozän reichenden Bleicherhornserie vermutlich von E nach W und ebenso nach S und N ab (FREIMOSER 1972). Östlich der Salzach lassen sich die der Bleicherhornserie entsprechenden **Altlenbacher Schichten** dann in mehrere lithologische Untereinheiten gliedern, zeigen insgesamt eine nach N gerichtete Mächtigkeitsreduktion und reichen bis in das oberste Paleozän (EGGER 1989, 1995).

Das jüngste, bisher nur östlich der Salzach bekannte Schichtglied des Rhenodanubischen Flyschs im Kartenbereich bildet die von EGGER (1995) definierte **Anthering-Formation** (jüngstes Paleozän bis älteres Eozän; bis 150 m mächtig). In ihr fehlen die für die Altlenbacher Schichten wie die Bleicherhornserie typischen, karbonatarmen, glimmerreichen Sandsteine. Die Anthering-Formation stellt eine größtenteils pelitische, an hellgrauen, wechselnd siltigen Mergelsteinen reiche Flyschfolge mit nur untergeordnet etwas gröberkörnigen, wechselnd siliziklastischen Kalksteinen an der Basis von Einzelzyklen dar. Nach EGGER (1995) sind in diese Formation Bentonitlagen und als Schwarzschieferfazies gedeutete dunkle Tonsteine eingeschaltet.

Literatur: EGGER (1989, 1995), ELÍAS et al. (1990), FREIMOSER (1972), HESSE (1973, 1982), MATTERN (1988), OBERHAUSER (1968, 1995), PREY (1980), v. RAD (1972), SCHNABEL (1992), TOLLMANN (1985), WORTMANN (1996).

5.7 Arosa-Zone und Walserbergserie

KLAUS SCHWERD

Arosa-Zone, a

Im Kartenbereich schiebt sich die Arosa-Zone, von Vorarlberg bis knapp nördlich von Hindelang im Allgäu verfolgbare, tektonisch zwischen Rhenodanubischem Flysch und Nördlichen Kalkalpen ein und ist z. T. auch mit ihnen verschuppt. Sie bildet eine lithologisch extrem heterogene **tektonische Mischzone** (Melangezone) vor allem aus ostalpinen Mesozoikum- und untergeordnet auch Kristallinschollen, südpenninischen, ozeanischen Basalt- und Sedimentfolgen sowie kreidezeitlich synorogenen Flyschen. Die erste Anlage dieser Melangezone erfolgte von der jüngeren Unterkreide zur älte-

ren Oberkreide als komplexer Verschuppungsgürtel an der aktiven Front der Adriatischen Platte. Weitere Ausformung erhielt die im Kartenbereich austreichende Arosa-Zone dann im Alttertiär während ihres Transportes an der Basis der Nördlichen Kalkalpen bis in ihre heutige Position (vgl. Kap. 5.2).

Die Arosa-Zone zeigt in Vorarlberg und im Allgäu, hier in der Literatur auch als Randzone, Aroscher Schuppenzone, Arosa-Decke oder Walsertal-Zone bezeichnet, Mächtigkeiten zwischen wenigen und mehr als 200 m. Sie wird im Kartenbereich aus tektonischen, unterschiedlich kompetenten Blöcken und Schuppen aufgebaut, die vielfach chaotisch in eine inkompetente, vor allem aus kreidezeitlichen Peliten hervorgegangene, tonig-mergelige Melangematrix eingepackt sind (s. WINKLER 1988). Dabei schwankt das Komponenten/Matrix-Verhältnis sehr stark. Die entweder aus einer lithologischen Einheit oder aus mehreren, im stratigraphischen Verband verbliebenen Schichtgliedern aufgebauten Schollen und Schuppen weisen völlig ungeordnete Größenausmaße von Steingröße bis hin zur Bildung von Geländerippen und Bergkuppen auf. Die Entstehung dieser **Block-in-Matrix-Strukturen** geht regional großenteils auf tektonische Prozesse und nur untergeordneter auf bereits vorgegebene chaotische Sedimentstrukturen von Geröllpeliten, Olisthostromen etc. zurück.

An ostalpinen, aus dem Unterostalpin wie den Nördlichen Kalkalpen (Oberostalpin) tektonisch in die Arosa-Zone verbrachten Gesteinen treten im Kartenbereich unter anderem Hauptdolomit, Kössener Schichten (teils fossilreicher Ton-, Mergel- und Kalkstein), Oberrätalkalk, Allgäuschichten (Kalk- und Mergelstein), vermutlich jurassische Breccien und Sandsteine, Radiolarit, Aptychenschichten (teils hornsteinführender, dichter Kalkstein), Losensteiner Schichten (teils konglomeratreiches Flyschsediment), Couches rouges (teils auffällig bunter Mergel- bis Kalkstein) sowie stellenweise Kristallinschollen auf. Aus dem Südpenninikum stammen ozeanische Basalte (Pillowlaven), teils noch sedimentär darauflagernde Radiolarite und Aptychenschichten, vermutliche Palombinischichten (Tonstein-Kalkstein-Wechsellagerung) und kalkfreie bis kalkarme, oft rote oder grüne Tonsteine mit einzelnen siltig-sandigen Turbiditlagen. Diverse in die Arosa-Zone eingelagerte Flyschgesteine unterschiedlichster Turbiditfazies und Petrographie, die vielfach zusammen mit konglomerat- und breccienführenden Bodenfracht-Sedimenten auftreten, entstanden nach WINKLER (1988) syngenetisch zur Erstanlage der Arosa-Zone.

Walserbergserie, ws

Die Walserbergserie streicht beiderseits der Salzach westlich von Salzburg tektonisch zwischen Rhenodanubischem Flysch und Nördlichen Kalkalpen zutage. Sie bildet eine verschuppte, etliche Zehnermeter mächtige Flyschfolge aus turbiditischen, grauen bis graugrünligen Sandsteinen und, soweit aufgeschlossen, abschnittsweise vermehrt eingelagerten, grauen bis schwarzen oder bunten Ton- bis Mergelsteinen. Die paläogeographische Zugehörigkeit dieser Gesteinsserie erscheint bis heute noch nicht gesichert (Element des Südpenninikums oder der Nördlichen Kalkalpen, s. FAUPL 1984).

Literatur: BIEHLER (1990), BURGER (1978), GAUPP (1980), OBERHAUSER (1980), RING (1989), RING et al. (1989, 1990), SCHWERD et al. (1995), TOLLMANN (1985), WINKLER & BERNOULLI (1986), WINKLER (1988, 1996).

5.8 Nördliche Kalkalpen (Oberostalpin)

KLAUS DOBEN & HANS RISCH

Dieser 30–40 km breite Gebirgsstreifen erstreckt sich in WSW–ENE-Richtung. Während die Nordgrenze rein tektonischer Natur ist, fällt die Südbegrenzung nur westlich Schwaz mit einer tektonischen Linie (Inntal-Störung) zusammen. Östlich Schwaz ist sie dagegen im wesentlichen stratigraphisch definiert, und zwar durch die, die alpidische Ära einleitende, Postvariskische Transgressionsserie, die – bis auf kleine Ausnahmen – nur am Südrand vorkommt. Die Grundzüge der Stratigraphie sind in den **Tafeln 5.8-1 und 5.8-2** dargestellt.

5.8.1 Permotrias (Perm und Untere Trias), s

Im Alpenraum ist die Grenze zwischen Perm und unterer Trias (Skyth) nicht eindeutig festgelegt. Die Schichten dieses Zeitraumes wurden auf der Geologischen Karte daher zusammengefaßt.

Verrucano ist eine von mehreren Bezeichnungen für den unteren, relikthaft erhaltenen Teil der unter ariden Klimaverhältnissen abgelagerten Serie, die dem altpaläozoischen Rumpfgebirge der Grauwacken-Zone (s. u.) diskordant aufliegt: Quarzkonglomerate, rote Arkosesandsteine, bunte Schiefer, z. T. serizitisiert, d. h. schwach metamorph (SCHRAMM 1978), und Magnesiteinschlaltungen (z. B. südlich des Kaisergebirges). Stellenweise finden sich sedimentäre Urananreicherungen (OBERHAUSER 1978); Quarzporphyrtuffe schließen die terrestrische Serie normalerweise nach oben ab.

Die darüber folgenden, ebenfalls terrestrischen polymikten Konglomerate, roten Sandsteine und sandigen Schiefer werden gewöhnlich als Permoskyth zusammengefaßt; sie sind dem germanischen Buntsandstein vergleichbar. Dieser **alpine Buntsandstein** ist im bayerischen Alpenanteil auf wenige Vorkommen beschränkt, die an Überschiebungsgrenzen gebunden sind: Roßkopf südlich Hinterstein, Iseler Nordhang bei Hindelang, Geigerstein östlich Lenggries, Kreuzberg-Köpfl östlich Tegernsee, Nordfuß des Staufen bei Bad Reichenhall.

Im E (Berchtesgadener und Hallstätter Faziesbereich) wird der terrestrische alpine Buntsandstein von den flachmarinen **Werfener Schichten** abgelöst, graue bis graugrüne, glimmerreiche Schiefer, Kalksandsteine, Kalke, Mergel und meist dünngebankte Sandsteine, die oft kieselig gebunden, sehr dicht und hart sind. (Neuere Untersuchungen zur Fazies und Paläogeographie s. MOSTLER & ROSSNER 1984).

Eine dritte Fazies des Permoskyth bilden Evaporite (Salzgesteine), entstanden in flachen Lagunen und abflußlosen Pfannen, das sogenannte **Haselgebirge**, in dem KLAUS (1955) permische Sporomorphen nachwies. Auslaugung, Salztektonik und alpinotype Tektonik gemeinsam führten zu komplizierten Lagerungsverhältnissen mit den Nachbargesteinen und zur Zerstörung der internen Sedimentstrukturen. Der feinsandige, graue bis grünliche Salzton, mit Einschlüssen von Anhydrit, Gips und Steinsalz, ist daher stets brecciiert und enthält eckige Brocken von Dolomit, Rauwacke u. a. unterschiedlicher Größe. Im E steht Salzgebirge gelegentlich im Kontakt zu basischen Eruptivgesteinen (Pillowlava, Tuffit, Serpentin; TOLLMANN 1976).

Im Gebiet der Berchtesgadener und Hallstätter Fazies sind Salzstöcke mit mehr als 1000 m Durchmesser bekannt. An sie sind bauwürdige Lagerstätten und Solquellen ge-

Tabelle 5.8-1: Schichtenfolge von Oberperm und Trias der Nördlichen Kalkalpen (nach SCHMIDT-THOMÉ 1964, ergänzt von K. DOBEN, H. RISCH & K. SCHWERD)

Mio. Jahre	Alter	Bayerisch-Nordtiroler (Vorarlberger) Fazies		Berchtesgadener Fazies		Hallstätter Fazies		
						Zwieselalmfazies	Salzbergfazies	
208	Oberer Keuper	Rät	Kössener Schichten 50–250 m (Mergel- u. teils fossilreicher Kalkstein)	Oberrätalk 0–200 m (gebankter u. massiger Kalkstein)	Kössener Schichten wenige m	Dachsteinkalk –1000 m (Bank- u. Riffkalkstein)	Zlambachschichten –50m (Mergelstein mit Kalksteinbänken)	
		Nor	Einschaltung von Ölschiefer, Kalk- u. Tonstein	Plattenkalk 0–400 m	Hauptdolomit			Dachsteindolomit
	Mittlerer Keuper	Karn	Raibler Schichten 50–500 m (Ton-, Sand-, Mergel-, Oolithkalk-, Kalk-, Dolomitstein, Brechie, Rauhwaacke, Gips)		Raibler (=Cardita-) Schichten 0–20 m (Tonstein, Oolithkalkstein)		Pötschen- u. Pedatakalk –150m	Draxlehner Kalk
		Ladin	Arlbergsschichten 0–400 m (Kalk-, Dolomit-, Mergelstein, lokal Vulkanite)	Wettersteinkalk u. -dolomit 0–1500 m	Wettersteinkalk u. -dolomit	Ramsaudolomit 800–1000m (mit Kalkeinschlüssen)	Bunter ladinisch-norischer Hallstätter Kalk	
235	Muschelkalk	Partnachschichten	Alpiner Muschelkalk –500 m	Alpiner Muschelkalk	Skythisch-anisische Karbonatserie 50–100m	Schreyeralmkalk, Zillkalk, Steinalmkalk, anisicher Hallstätter Dolomit 50–80m		
	Unterer Anis	(gebankter u. massiger Kalkstein, Hornstein-Knollenkalkstein, Dolomitstein, Tuff, Tuffit, Rauhwaacke etc.)		Reichenhaller (Gutensteiner) Schichten –300m (Kalk- u. Dolomitstein, Rauhwaacke)				
241	Buntsandst.	Skyth	Alpiner Buntsandstein –300m (Ton-, Mergel-, Sandstein, Konglomerat)	Werfener Schichten –500m (Ton-, Mergel-, Sand-, Kalkstein)		Werfener Schichten –40m ? (Ton-, Mergel-, Sand-, Kalkstein)		
	245	Perm	Verrucano-Hochfilzener Schichten (Tonstein-Tonschiefer, Sandstein-Quarzit, Konglomerat, Breccie)	Haselgebirge (Gips, Anhydrit, Salz, Ton- u. Dolomitstein)	Hochfilzener Sch.-Fellersbachschicht. u. Mitterberger Schichten (Tonstein-Tonschiefer, Sandstein-Quarzit, Konglomerat, Breccie)	Haselgebirge (Gips, Anhydrit, Salz, Ton- u. Dolomitstein)	Haselgebirge (Gips, Anhydrit, Salz, Ton- u. Dolomitstein)	

Nördliche Kalkalpen

bunden, die seit alters her genutzt werden, z. B. in Bad Reichenhall, Berchtesgaden (seit 400 Jahren), Bad Ischl, Bad Aussee, Hallein und Hallstatt (seit der Keltzeit) u. a. Die Salzvorkommen von Hall bei Innsbruck zeigen, daß die Fazies des Haselgebirges weiter nach W reicht als die der Werfener Schichten.

5.8.2 Trias (Mittlere und Obere Trias)

Anis

Die sich bis in die obere Trias hinziehende Ablagerung jener mächtigen Karbonatgesteine, die den Hauptinhalt der kalkalpinen Schichtenfolge bilden, beginnt mit den **Reichenhaller Schichten** (rh) bzw. im Berchtesgadener Faziesbereich mit der Skytisch-anisischen Karbonatserie. Sie bestehen aus hellen, meist gebankten Dolomiten, Dolomitbreccien, dunklen Kalken (im E als Gutensteiner Kalk bezeichnet), Rauwacken und örtlich auch Gips. Die größte Mächtigkeit liegt im S.

Alpiner Muschelkalk (ma) besteht häufig im unteren Teil aus dunklen Kalkbänken mit wulstigen Schichtflächen („Wurstelbänke“), der mittlere aus dickbankigen bis massigen hellen Kalken, der obere aus plattigen, grauen, hornsteinhaltigen Kalken, in denen als Pietra verde bezeichnete Einschaltungen grüner basischer Tuff- und Tuffitbänkchen vorkommen (Virgloriakalk bis Anisanteil des Reiflinger Kalkes). Dunkle Schiefertonglagen treten in allen drei Bereichen auf. Die Kalke werden gelegentlich dolomitisch. Die Mächtigkeit beträgt im zentralen Bereich 25–500 m, im nördlichen und südlichen Randbereich jeweils ca. 100 m (FRISCH 1975).

Im Berchtesgadener und Hallstätter Faziesbereich werden Reichenhaller Schichten und Muschelkalk (Steinalm- und Reiflinger Kalk) zunehmend von Ramsaudolomit mit basal Skythisch-anisischer Karbonatserie bzw. Hallstätter Gesteinen (s. u.) abgelöst.

Anis und Ladin

Im Gebiet zwischen Kaisergebirge und Loferer Steinbergen verzahnen sich die wichtigsten ladinischen Faziesglieder des Bayerisch-Nordtiroler Raumes, nämlich die Riff-Fazies des Wettersteinkalkes und die Beckenfazies der Partnachmergel und des Ladinanteils des Alpinen Muschelkalks, mit dem im E vorherrschenden lagunären **Ramsaudolomit** (rd), der ins Anis hinunterreicht. Der undeutlich gebankte bis massige Dolomit ist heller als die jüngeren alpinen Triasdolomite. Wie die meisten alpinen Dolomite ist er infolge tektonischer Beanspruchung brecciiert. Mit seinen brüchigen, schrofigen Felswänden ist er der Hauptschuttbildner der Berchtesgadener Alpen. Seine Obergrenze bildet das Band der Carditaschichten (s. u.).

In der gleichalten Hallstätter Entwicklung der mittel- bis obertriadischen „**Salzbergfazies**“ treten graue und vor allem auch rote Cephalopodenkalke auf, die oft reich an Ammoniten der anisischen Stufe sind. Sie kommen u. a. bei Berchtesgaden (**Lercheckkalk**) und Hallstatt (**Schreyeralmkalk**) vor und sind wesentlich geringer mächtig als die vermutlich gleichalten, massigen Riff-Äquivalente (**Ziller Kalk**, **Steinalmkalk**).

Wettersteinkalk (wk) läßt im Wetterstein- und Karwendelgebirge eine Dreigliederung zu: unten deutlich gebankt und dunkel, im mittleren Bereich massig und hell und zuoberst gut gebankt und hell.

Die bankigen Kalke, z. T. auch Dolomite, entstanden auf der Riff-Rückseite im lagunären Bereich. Sie führen reichlich Kalkalgen (Diploporen). Die Hauptbildner der zu Barrieren oder Atollen angeordneten massigen Riffgesteine waren nicht Korallen, sondern segmentierte Kalkschwämme (OTT 1967) und Mikroorganismen (*Tubiphytes* u. a.). Ehemalige Hohlräume im Riffbereich wurden spätdiagenetisch mit sinterartig gebildeten Calzitlagen, sogenannten Großoolithen, ausgefüllt.

Die obersten (z. T. karnischen) Teile des lagunären Wettersteinkalkes sind örtlich vererzt (Bleiglanz, Zinkblende, Flußspat, Wulfenit). Abbauwürdig waren Vorkommen am Fernpaß/Heiterwand (Mieminger Gebirge), im Höllental (Wetterstein), im Lafatscher Tal (Karwendel), am Rauschberg bei Inzell und andernorts. Die Genese ist synsedimentär mit teilweiser späterer Mobilisierung entlang Klüften und Störungen.

In den westlichen Lechtaler Alpen und im Arlberg-Bereich wird der Wettersteinkalk durch die **Arlbergschichten** (ar) abgelöst: dunkle, gebankte Kalke und Dolomite mit Schiefer-tonlagen; stellenweise enthalten sie basische Laven und Tuffe.

Partnachsichten (p) kennzeichnen die Beckenfazies im Ladin des Bayerisch-Nordtiroler Raumes. Dunkle Schiefertone und Mergel mit Einschaltungen hell verwitternder, grauer Kalksteinbänke herrschen vor.

Im nördlichen und im südlichen Kalkalpenbereich bilden die Partnachsichten die Basis des Wettersteinkalkes. Im mittleren Teil der Kalkalpen nehmen sie dagegen die gesamte ladinische Stufe ein (vgl. auch Bohrung Vorderriß 1). Diese Faziesdifferenzierung ist vermutlich für die Herausbildung großer interner tektonischer Strukturen der Kalkalpen verantwortlich (SCHMIDT-THOMÉ 1964).

Karn

In dieser Zeit wurde der Ablagerungsraum der Kalkalpen von einem Fazieswechsel von kalkiger zu tonig-sandiger, festländisch beeinflusster Sedimentation erfaßt, der besonders scharf über den ladinisch-karnischen Riffgesteinen des Wettersteinkalkes, weniger deutlich über den Partnachsichten erscheint.

Die **Raibler Schichten** (r) umfassen eine marine Serie von klastischen Sedimenten, Karbonatgesteinen und Evaporiten in Wechsellagerung. Regionale sedimentologische Untersuchungen liegen vor (von W nach E) von HARSCH (1970), JERZ (1966), SCHULER (1968) und GROTTENTHALER (1978). Die feinklastischen Sedimente, z. T. fossilreiche Schiefertone, Tonmergel und Mergel, setzen sich vorwiegend aus diagenetisch neu gebildeten illitischen, zum geringeren Teil aus kaolinitischen Tonmineralen zusammen. Die gröberklastischen Sedimente sind grauschwarze, pyritführende und grünlich graue, glaukonitführende Silt- und Sandsteine, erstere z. T. reich an inkohlten Pflanzenresten. Die Karbonatgesteine sind Mergelkalke, Kalke, Dolomite, Sandkalke und Rauhewacken. Evaporite (Gips, Anhydrit) treten als isolierte Vorkommen im Schichtverband mit dolomitischen Gesteinen auf.

Ähnlich wie die Partnachsichten bilden die tonig-mergeligen Gesteine der Raibler Schichten einen bedeutsamen Grundwasserstauer. Die Hauptmächtigkeit der Serie liegt im Südteil des zentralen Bereichs; sie dünnt im Berchtesgadener/Salzburger Raum – hier als **Carditaschichten** bezeichnet – bis auf wenige Meter oder vollständig aus.

Die Hallstattzone mit dem **Hallstätter Kalk** (hk), während der Mitteltrias noch auf einen südlichen Bereich beschränkt, dehnte sich infolge Krustenausdünnung während der Obertrias kontinuierlich nach N aus (LEIN 1985). Dabei kam es zu Ausweitungszonen, sogenannten „Hallstätter Kanälen“, die auf Hauptspannungszonen im Untergrund (Beginn des Rifting-Stadiums, TOLLMANN 1987 a) zurückgehen.

In der Hallstätter Fazies treten im karnischen Niveau meist bunte, gebankte Kalke und Dolomite, die in die norische Stufe hinaufreichen, auf. Die Kalke enthalten Fossilbänke, die gesteinsbildend aus Muschelschill von *Monotis salinaria* BRONN oder *Daonella* („**Halobienkalke**“) bestehen. Als ferne Ausläufer der terrigenen klastischen Raibler Schüttungen sind einige dünne Mergellagen in die Karbonatserie eingestreut.

Nor

Zu Beginn dieser Stufe herrschten lagunäre Verhältnisse bei geringer Wasserzirkulation und vermutlich hoher Salinität, unter denen sich Dolomite (Hauptdolomit, Hallstätter Dolomit) bildeten. Im Verlauf des Nor wurde der lagunäre Bereich von SE her, offenbar durch das Vordringen frischen Meerwassers, zunehmend auf den Nord- und Nordwestrand der Kalkalpen eingeeengt. Auf seichten Plattformen wurden Kalke (im N und W Plattenkalk, im E Dachsteinkalk), in den tieferen Zwischenbereichen Mergel (Zlambachschichten) abgelagert.

Hauptdolomit (hd) ist als ein Hauptgestein der Bayerisch-Tirolischen Alpen einer der wichtigsten Gipfelbildner und wegen seiner brecciosen Struktur (vgl. Ramsaudolomit) auch der bedeutendste Schuttbildner. Der vorherrschend dunkel- bis gelbbraun anwitternde untere Hauptdolomit ist zuckerkörnig, mehr oder minder bituminös und vorwiegend dünnbankig (Bildung in der Überwattzone = supratidal, nach MÜLLER-JUNGBLUTH 1970). Der meist hellocker bis gelblich anwitternde, fast durchgehend mittelstark gebankte obere Hauptdolomit wird durch sein inneres Gefüge, bestehend aus Klasten, Rundkörperchen, Biogenen und Algen-Stromatolith-Formen, charakterisiert (Bildung im Wattgebiet = intertidal).

Als Sonderbildungen finden sich Einschaltungen von Kalkbänken sowie Asphalt-schiefer (Bildung im Flachmeer = subtidal), z. B. die bis vor einigen Jahren noch bergwirtschaftlich genutzten sogenannten **Ichthyolschiefer** von Seefeld in Tirol, benannt nach den Funden fossiler Fische (*Semionotus* und *Lepidotus*). Die Hauptmächtigkeit liegt im Mittelteil des Bayerisch-Nordtiroler Faziesraumes.

In der gleichalten obertriadischen Hallstätter Entwicklung treten im Liegenden der mergeligen Zlambachschichten auch **Pötschenkalke**, hell anwitternde, graue, mikritische Kalke im Wechsel mit Kalkareniten und dünnen Mergelzwischenlagen und **Pedat-schichten**, graue tektonisierte Hornsteinkalke im Wechsel mit gebankten bis ungebankten Dolomiten auf (FROH 1970, RISCH 1993).

Der hellgrau verwitternde, dunkelgraue, meist bituminöse **Plattenkalk** (pk) entwickelt sich aus dem oberen Hauptdolomit durch zunehmende Einschaltung von Kalkbänken. Den in einem Flachmeer gebildeten, wohlgebankten bis plattigen Kalkbänken sind geringmächtige Schiefertone zwischengeschaltet. Gelegentlich finden sich auf Schichtoberflächen reiche Fossilansammlungen, z. B. der Kleinschnecke *Rissoa alpina* GÜMBEL. Am West- und äußersten Nordrand der Bayerisch-Nordtiroler Fazies fehlt der Plattenkalk primär. Auf den Berchtesgadener Raum beschränkt ist der **Dachsteinkalk**

(dk). Er reicht bis ins Rät hinauf. Am weitesten verbreitet ist der Typ des rhythmisch dickgebankten Riffschuttkalkes, der sich auf den Rückseiten von Riffen abgelagert (PILLER & LOBITZER 1979). In ihm findet sich in zahllosen Exemplaren die dickschalige Muschel *Megalodon*, sehr häufig noch in Lebensstellung. Ferner treten helle, massige Kalke (z. B. Hoher Göll) auf, die zum überwiegenden Teil aus Kalkschwämmen sowie aus Korallen, Kalkalgen, Hydrozoen, Bryozoen und Foraminiferen aufgebaut sind (ZANKL 1969).

Die von Dachsteinkalk aufgebauten Hochplateaus sind stark verkarstet. Bekannte Karsthöhlen sind die Lamprechtshöhle bei Lofer, die Schellenberger Eishöhle im Untersberg, die Dachstein-Eisriesenwelt u. a.

Rät

In dieser Zeit dehnt sich der vollmarine Einfluß von SE her auf den gesamten Bereich der ehemaligen norischen Hauptdolomitlagune aus.

Kössener Schichten (ko) (im N und W) und **Zlambachmergel** (ko) (im SE) repräsentieren die fossilreiche tonig-mergelige Fazies zwischen den Riffbereichen: dunkle Schiefertone, feinsandige, bräunlich verwitternde, plattige Mergelkalke, Lumachellen-Bänken sowie dickbankige Kalkeinschaltungen mit den Korallen *Thecosmilia* und *Thamnasteria*.

Oberrätalk (ko) kennzeichnet die Schwellenfazies im Bayerisch-Nordtiroler Raum und besteht aus Fragmenten von Korallen-Stotzen, z. T. dolomitisiert, Kalkschwämmen und Kalkalgen. Die Riffe selbst sind nirgendwo erhalten, nur teils massive, teils gut gebankte Schuttkalke der Riffrückseiten. Einer der besterhaltenen Riffschuttkegel ist die Steinplatte nordöstlich Waidring (PILLER & LOBITZER 1979). Die Sedimentation dauerte stellenweise bis in den unteren Lias an (FABRICIUS 1966).

5.8.3 Jura (Lias, Dogger, Malm), j

Die Sonderstellung von Großfaziesräumen, wie in der Trias, wird im Jura durch Meeresspiegelanstieg aufgehoben. Mehr aufgrund von Lokalnamen als einer gegensätzlichen Ausbildung lassen sich die Alpenbereiche westlich und östlich der Saalach einander gegenüberstellen (Tab. 5.8-2).

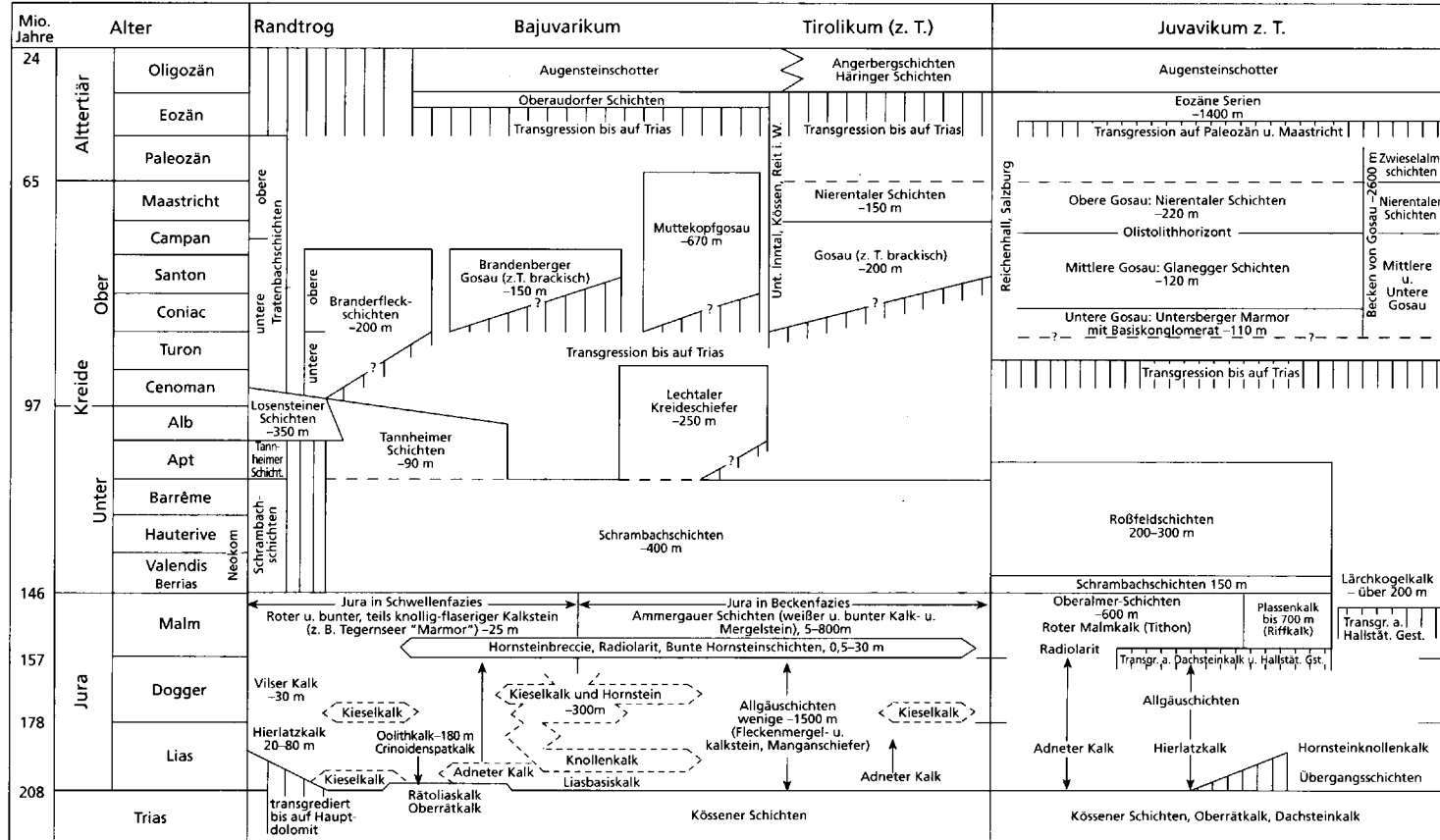
Die Verbreitung der auf der Karte zusammengefaßten jurassischen Sedimente ist infolge des hohen Anteils leicht erodierbarer Gesteine (z. B. Mergel) räumlich beschränkt auf die nördliche Alpenrandzone sowie die Muldenkerngebiete großer Faltenstrukturen. Ihre engräumige Gliederung in unterschiedliche, sich miteinander verzahnende Faziesbereiche geht auf das am Ende der Obertrias vorgegebene submarine Relief zurück und ist Folge eines Zerbrechens der Triasplattform im Zusammenhang mit der Öffnung des Mittelatlantiks und der Entstehung des Penninischen Ozeans.

Eine grobe Einteilung der zahlreichen Schichtglieder läßt sich mit Hilfe des Kriteriums Becken-, Schwellen- oder Übergangsfazies durchführen.

Jura in Beckenfazies

Allgäuschichten (Lias und Dogger), eine besonders im Allgäu verbreitete Serie, bestehen aus kalkigen und tonig-schiefrigen Mergeln, weisen aber auch reine kalkige und

Tabelle 5.8-2: Schichtenfolge von Jura, Kreide und Tertiär der Nördlichen Kalkalpen (nach SCHMIDT-THOMÉ 1964, ergänzt von K. DOBEN & H. RISCH)



kieselige Einschaltungen auf. Weiterhin treten schwärzliche, manganhaltige Schiefer-tone auf, besonders im oberen Teil der Serie (am Jenner Mn-Gehalte bis 30 %, GUDDEN 1969). Am Alpennordrand stellt sich ein höherer Sandgehalt ein. Stellenweise reiche Ammonitenfunde ermöglichten eine der schwäbisch-fränkischen Zonengliederung mit Leitammoniten entsprechende Unterteilung (JACOBSHAGEN 1965, GALL 1970), im Lias mit *Psiloceras*, *Schlotheimia*, *Arietites*, *Amaltheus*, im Dogger mit *Ludwigia* u. a.

Im Berchtesgadener Raum gab es schon zu dieser Zeit gravitative Eingleitungen von teilweise riesigen Dachsteinkalkschollen in die liassischen Becken (KRAINER et al. 1994).

Adneter Kalk (Lias bis unterer Dogger) wird durch rote ammonitenreiche, dünn-schichtige bis bankige, oft von Mangankrusten durchsetzte, feinkörnige Knollenkalke gebildet, die auf rätischen Riffschuttkalken oder auf noch tieferen, für die Liastransgression zugänglichen Trias-Schichten liegen. Die typischen Knollen entstanden nicht durch Umlagerung, sondern wahrscheinlich durch submarine Kalkauflösung (GARRISON & A. G. FISCHER 1969, zit. in TOLLMANN 1976), besonders deutlich daran erkennbar, daß Ammonitensteinkerne nur halbseitig (unterseitig) erhalten sind.

Die tiefsten Liashorizonte können fehlen; stellenweise (z. B. Unkener Mulde) reicht der rote Kalk bis in den unteren Dogger hinauf (R. FISCHER 1969).

Radiolarit (höherer Dogger und tieferer Malm) ist ein dünnplattiges bis schieferiges, rotes, graues oder grünes Kieselgestein (fossiler Radiolarienschlamm), im oberen Teil Kieselkalk (Radiolarien und Coccolithen). Die alte Vorstellung, daß es sich um Ablagerungen der Tiefsee (unterhalb der Kalzit-Kompensationstiefe) handelt, wurde von GARRISON & A. G. FISCHER (1969, zit. in TOLLMANN 1976), DIERSCHKE (1978) und BAUMGARTNER (1987) bestätigt.

Ammergauer Schichten (Malm) sind dünnbankige, wachsgelbe, spröde, schwarze Hornsteine führende Kalke, mit dünnen Mergeln wechsellagernd. Gelegentlich sind feinkonglomeratische Lagen eingeschaltet. Außer Aptychen (Deckel der Ammonitengehäuse) der Gruppen *Aptychus lamellosus* und *A. punctatus* sind in Dünnschliffen Mikrofossilien, Calpionelliden und Radiolarien bezeichnend. Harte, schwach kieselige Kalkbänke sind früher am Alpenrand als Wetzsteine gewonnen worden.

Oberalmner Schichten (Malm) sind eine besonders kalkreiche und mächtige Variante der Ammergauer Schichten, die vor allem östlich der Saalach (in der Unkener Mulde auch westlich davon) auftreten. Im Raum von Hallein enthalten sie syndementär eingegliederte Schollen von permischem Haselgebirge (PLÖCHINGER 1974).

Jura in Schwellenfazies

Bezeichnend sind schlecht gebankte bis massige, oft rötlich oder bunt gefärbte Kalke, die vielfach transgressiv auf älteren Triasgesteinen liegen.

Hierlatzkalk (Lias) transgrediert lokal bis auf Hauptdolomit hinunter. Im Dachsteinkalk und stellenweise im Oberrätalkalk (Rofan) bildet er die Füllung syndementärer tiefreichender Spalten. Die roten oder weißlichen, spätigen Kalke bauen sich vorwiegend aus Crinoidenstielgliedern und Brachiopoden (*Rhynchonella*, *Terebratula* u. a.) auf. Eine ganz ähnliche, aber jüngere Gesteinsvarietät ist der Vilser Kalk (Dogger).

Oolithkalk (Lias) ist auf den Nordrand der Lechtal-Decke beschränkt, ein massiges extremes Flachwassersediment (FABRICIUS 1967), das bis 180 m mächtig wird.

Malmkalk ähnelt, abgesehen von seiner meist helleren Farbe, auch hinsichtlich der undeutlichen Bankung, dem Hierlatzkalk. Es handelt sich jedoch um onkolithisch-oolithischen Kalk. Die spätige Ausbildung rührt nicht von sessilen (wie im Lias), sondern von planktonischen Crinoiden her.

Alle Vorkommen gehen nach oben in eine der Adneter verwandte Fazies über (**Ruhpoldinger und Tegernseer Marmor**); es sind hellrote, gut gebankte, feinkörnige, z. T. hornsteinhaltige Knollenkalke mit *Phylloceras*, *Taramelliceras*, *Perisphinctes*, *Aspidoceras* u. a. In der Mikrofazies sind Calpionelliden bestimmend.

Ins Tithon gestellt wird der **Plassenkalk**, ein Korallenriffschuttkalk, der auf Dachsteinkalk liegt und sich mit Hilfe von Nerineenkalk-Einschaltungen von der Trias-Unterlage abtrennen läßt.

Die gleiche lagunäre Seichtwasserfazies belegt der **Lärchkogelkalk**, ein gebankter, teils oolithischer, teils aus Fossilschutt aufgebauter Bankkalk, der im Gebiet um Lofer, auf Hallstätter Kalk transgredierend, vorkommt.

Jura in Übergangsfazies

Die Gesteine dieses Bereiches verzahnen sich räumlich mit denen der Becken- bzw. Schwellenfazies und liegen in der vertikalen Schichtenfolge zwischen ihnen.

Kieselkalk und **Hornsteinknollenkalk** (Lias und Dogger) ist bezeichnend für dünnbankte bis plattige Gesteine mit hohem Gehalt an Kieselsäureanhydrid, teils diffus verteilt, teils in Form von schwärzlichen (besonders im Lias) bis honiggelben (besonders im Dogger) Hornsteinknollen. Der Kieselgehalt stammt überwiegend von Skelettnadeln von Kieselschwämmen, untergeordnet von Radiolarien. An Makrofossilien finden sich Ammoniten (selten) und Brachiopoden. Die Mächtigkeit kann sowohl im Lias als auch im Dogger bis zu 150 m betragen.

5.8.4 Kreide

In den Ablagerungen dieser Zeit dokumentieren sich zum ersten Male deutlich gebirgsbildende Vorgänge, kenntlich an Winkeldiskordanzen oder Schichtenhiatus und an terrigenen, sandig-konglomeratischen Sedimenten.

Die Hauptzäsuren in der Entwicklung der Kreideschichten liegen in der höheren Unterkreide als Folge der präcenomanen und in der mittleren Oberkreide als Folge der vor- und intragosauischen orogenen Bewegungen.

Für die Beschreibung der nach dem Beginn der Faltungen und Überschiebungen entstandenen Schichtserien ist es zweckmäßig, auf die Deckengliederung des Kalkalpenraumes Bezug zu nehmen (HERM 1979).

Tiefere Unterkreide (Berrias bis Barrême), n

Die **Schrambachschichten** des Neokom lassen sich von lithologisch ähnlichen des Malm durch ihren höheren Tongehalt und damit zusammenhängend durch ihre grün-

lich graue Farbe abtrennen. Eine Sonderausbildung in den westlichen Kalkalpen sind den Allgäuschichten ähnelnde, recht mächtige, schwarzgraue Schiefer mit Hornsteinen sowie fleckige Mergel und quarzhaltige Kalksandsteine.

Im Berchtesgadener Raum folgen darüber die teils kieseligen, teils sandig-konglomeratischen **Roßfeldschichten** mit den im oberen Teil eingesedimentierten Großblöcken aus Triasgesteinen in Hallstätter Fazies, Ausdruck einer Tiefseerinnenfüllung vor einem tektonisch aktiven Beckenabhang (FAUPL & TOLLMANN 1979).

Höhere Unterkreide (Apt und Alb)

Die **Tannheimer Schichten** sind als dunkelgraue, rote und grüne Schiefertone, Mergel, Feinsandsteine, auch rote und grüne Kieselkalke, aus den Lechtaler Alpen, aus den Allgäuer und Oberbayerischen Alpen sowie in der Thierseemulde (Tirol) in einer in den letzten Jahren zunehmenden Zahl von Vorkommen bekannt geworden.

Der Altersnachweis kann gelegentlich mit Ammoniten oder Großforaminiferen (*Orbitolina*), stets jedoch mit Kleinforaminiferen geführt werden (ZEIL 1956, HUCKRIEDE 1958, ZACHER 1959, FAHLBUSCH 1964, RISCH 1971, WILMERS 1971, WEIDICH 1990). Danach gibt es im Westteil und am Nordrand der Kalkalpen (Allgäu-Decke) sowie in zwei Vorkommen auch in der Lechtal-Decke (Thierseemulde, Brand b. Ruhpolding) lückenlose stratigraphische Übergänge vom Neokom zum Alb. In den übrigen Bereichen dagegen besteht vom Barrême ab eine Schichtlücke.

Tiefere Oberkreide (Alb bis Untercampan), ce

Der ältere Teil der früheren „**Cenoman**“-Serie (= Losensteiner Schichten, vorwiegend Alb) ist beschränkt auf die Kalkalpine Randschuppe und Allgäu-Decke, der jüngere Teil (= Branderfleckschichten nach GAUPP 1980, Cenoman bis Untercampan nach WEIDICH 1984 a) auf Kalkalpine Randschuppe, Westrand der Allgäu-Decke und Nordrand der Lechtal-Decke; im Tirolikum und Juvavikum des Berchtesgadener Raumes fehlt die „Cenoman“-Serie aus deckentektonischen Gründen primär.

Die **Losensteiner Schichten** sind eine 100–200 m mächtige monotone Mergel/Sandstein-Wechselfolge, im oberen Teil mit Einschaltungen von Geröllmergeln („Rosinenmergel“) und Konglomeraten, die neben kalkalpinen Komponenten viele allothigene (exotische) Sedimentgesteins- und Kristallingerölle führen.

Die **Branderfleckschichten** entwickeln sich in der Kalkalpinen Randschuppe kontinuierlich aus den Losensteiner Schichten; dagegen ist in der nördlichen Lechtal-Decke die Basis charakterisiert durch das winkeldiskordante Übergreifen auf Trias- und Jura-gesteine. Untere Branderfleckschichten (? Ober-Alb bis Turon) bestehen aus einer Mergelserie (über 50 m mächtig) mit Kalksandstein- und Breccienlagen sowie aus einer abschließenden Blockbreccienfolge (bis über 100 m mächtig), bestehend aus kalkalpinen Komponenten. Obere Branderfleckschichten (Coniac bis Untercampan) werden von über 50 m mächtigen grauen, roten oder grünlichen Mergeln, quarzführenden Kalksandsteinen, Kalkbreccien und Konglomeraten aufgebaut; die klastischen Komponenten (darunter Kristallingerölle) entstammen nun (wie in den oberen Losensteiner Schichten) einem entfernt im N gelegenen Herkunftsgebiet (? Unterostalpin). Losensteiner Schichten und obere Branderfleckschichten weisen sedimentologische Merkmale von Turbiditen auf (M. RICHTER 1970, GAUPP 1980). Mit Ausnahme der Mit-

telkreide am Alpennordrand („Randcenoman“) enthalten die Schichten reiche (umlagerte) Faunen mit Ammoniten, Muscheln und Schnecken, die auf einen wesentlichen Anteil der Cenoman-Stufe an der gesamten Serie hinweisen. Alb und Turon bis Unter-campan sind vor allem mikrofaunistisch nachgewiesen.

Die Konglomerate und Sandsteine der **Tratenbachschichten** sind den Losensteiner Schichten lithologisch sehr ähnlich und kommen mit diesen nordöstlich Lenggries an der Grenze zum Rhenodanubischen Flysch vor. Ursprünglich wurden sie sporenstratigraphisch (WOLF 1963) in das Paleozän/Eozän eingeordnet (vgl. auch HAGN 1951, 1981), inzwischen aber als auf die Losensteiner Schichten folgend und vom Turon bis ins Alttertiär durchlaufend (KIRSCH 1988) erkannt.

Die **Lechtaler Kreideschiefer** (mittl. Alb bis Turon ?) weichen in Ausbildung und Zusammensetzung stark von den Losensteiner Schichten ab (GAUPP 1982). Es sind graue, geschieferte, örtlich phyllitisch erscheinende Pelite, mit Lagen von z. T. quarzreichen Kalkareniten.

Gosau i. w. S. (Coniac bis Paleozän), go

Der Nachweis der stratigraphischen Überlappung von sogenanntem Randcenoman und Gosau (WEIDICH 1984 b) führt in Verbindung mit dem Nachweis ehemaliger Sedimentation in Gebieten dazwischen (SCHLAGINTWEIT & WEIDICH 1991) zur Deutung einer kontinuierlichen Transgression der tieferen Oberkreide in den Nördlichen Kalkalpen. Dabei wird – auch wenn nun eine generelle turone Schichtlücke widerlegt ist – das Sedimentationsgeschehen doch durch orogenetische Prozesse gesteuert – entweder im Vorfeld einer aktiven Überschiebung (LEISS 1988, 1990, 1992) oder eher wohl durch eine extensive Beckenentwicklung (WAGREICH 1993; ORTNER 1992, 1994).

Die Ablagerungen der **Gosau** sind wie die des „Cenoman“ deckenspezifisch verbreitet, und zwar als durch Erosion isolierte Vorkommen über sämtliche tektonische Einheiten des Kalkalpenraums mit Ausnahme der Randschuppen-Zone und der Allgäu-Decke, da erstere bereits vorgosauisch unter Tiefwasser lag und zweite von der Lechtal-Decke überschoben wurde (OBERHAUSER 1968). Diese Transgressionsserie legte sich über das vorgosauisch gefaltete kalkalpine Mesozoikum, und zwar bis hinunter auf Gesteine der Trias (Wettersteinkalk, Ramsaudolomit, sogar Werfener Schichten bei Aussee). Weite Teile blieben jedoch Festland, worauf Bauxitvorkommen und Landschneckenfunde hinweisen. Beginn und Ende der durch mehrere intragosauische Diskordanzen gegliederten Serie schwanken lokal.

Die **Untere Gosau** (unteres Coniac oder älter) besteht aus Basiskonglomeraten und Breccien lokaler kalkalpiner Herkunft – z. T. orbitolinenführend (GÜMBEL 1894: 240), – die entweder übergehen in kalkig-mergelige Grob- bis Feinsandsteine, z. T. mit Kohleflözchen, oder auf Schwellen gebildete Rudistenriffkalke, begleitet von Riffschuttkalke (vom Typ Untersberger „Marmor“), die sich beckenwärts mit Actaeonellen-Nerineenkalken und -mergeln verzahnen. In den limnisch-brackischen Randbereichen findet sich wiederum Kohle (RISCH 1987).

Die **Mittlere Gosau** (Mittleres Coniac bis Unter-campan) ist eine z. T. turbiditische Serie (DIETRICH & FRANZ 1976) aus Mergeln, sandigen Mergeln und Sandsteinen (Glanegger Schichten), z. T. mit exotischen Geröllen (Porphyre und Ophiolithe) und gradierem Sandstein. Die Mikrofauna ist überwiegend pelagisch. Im mittleren Campan ein-

geglittene Riesenblöcke (Olistolithhorizont) deuten auf einen Höhepunkt tektonischer Aktivität („Ressenphase“) hin (RISCH 1988, 1993). Eine großflächige Meeresüberdeckung wird eingeleitet, die bis in das Paleozän hinein andauert (BUTT 1981, BUTT & HERM 1978).

Die **Obere Gosau** (Mittleres Campan bis Paleozän) weist pelagische, teilweise turbiditisch entstandene Sedimente auf: rötliche oder graue Mergel und Tonmergel sowie gradierte Sandsteine (**Nierentaler Schichten**). Im Becken von Gosau wird der hier an Sandsteinen und Breccien reiche obere Teil als **Zwieselalmschichten** bezeichnet. Wie in der „Cenoman“-Serie (s. o.) sind auch in der Gosau die exotischen Kristallingerölle von N zugeliefert worden.

An der **Kreide/Tertiär-Grenze** findet man mit einer schon phosphatisierten Glasschicht überzogenes Pflanzenhäcksel. Diese winzigen Glaskügelchen weisen eine erhöhte Konzentration an Iridium und anderen Schwermetallen auf, wie man sie weltweit auch in anderen Profilen an der Kreide/Tertiär-Grenze gefunden hat. Dieser Befund wird von den meisten Autoren mit einem Impakt (Einschlag eines großen Meteoriten), von anderen auch mit verstärktem Vulkanismus zu diesem Zeitpunkt in Verbindung gebracht (HERM et al. 1981, PREISINGER & STRADNER 1986, SCHÖNLAUB 1989, GRAUP & SPETTEL 1989, SMIT 1990 u. a.) und z. T. auch als Ursache des Massensterbens (Ammonoiten, Dinosaurier u. a.) angesehen.

5.8.5 Alttertiär, ta

In einigen Gosaubecken reicht eine nahezu ungestörte marine, überwiegend mergelige Sedimentation über die Kreide/Tertiär-Grenze hinweg. Der paleozäne Anteil wird hier (s. o.) noch zur Gosau im weiteren Sinne gezählt. Das Nebeneinander von pelagischer Sedimentation mit Turbiditen im N bis zu Riffgürteln im S (MOUSSAVIAN et al. 1990) zeigt ab dem Ilerd wieder verstärkte orogene Aktivitäten an. Die paleozäne Tiefwasserfazies wird dann im Eozän zunehmend von Flachwasserfazies abgelöst.

5.9 Grauwacken-Zone, Ostalpines Altkristallin, Unterostalpin und Penninikum des Tauernfensters mit penninisch-unterostalpinen Mischzone

KLAUS SCHWERD

Anteile dieser Bayern nicht mehr berührenden geologischen Großbaueinheiten der zentralen Ostalpen sind im Kartenbereich südlich der Nördlichen Kalkalpen noch erfaßt. Im folgenden wird daher eine geraffte Darstellung der teils äußerst komplexen Geologie dieser Zonen gegeben.

Grauwacken-Zone

Die Ostalpine Grauwacken-Zone bildet ein Stück des altpaläozoischen, variskisch deformierten Untergrundes der Nördlichen Kalkalpen. Mit der Trias der tirolischen Baueinheit tritt sie, im Kartenbereich östlich des Inns trotz vielfach intensiver tektonischer Überprägung beobachtbar, über die sogenannte Postvariskische Transgressionsserie in stratigraphischen Kontakt. Aufgrund des bei EISBACHER & BRANDNER (1996) für die oligozän-miozäne Unterinntal-Störung (Embach-Störung) angegebenen linksseiti-

gen Versatzbetrages von 20 km dürfte auch das Mesozoikum der Inntal-Decke ursprünglich im Verband zur tirolisch-salzburgischen Grauwacken-Zone gestanden haben.

Die mehrere tausend Meter mächtigen Gesteine der Grauwacken-Zone umfassen im Kartenbereich einen Altersumfang von Ordoviz bis Devon und fraglichem Karbon. Sie liegen zumindest z. T. schon in variskischer, hauptsächlich aber alpidischer grünschieferfazieller Metamorphose vor. Die die Hauptmasse der Grauwacken-Zone aufbauenden **Wildschönauer Schiefer** und die ihnen nach E lithologisch in etwa entsprechenden **Pinzgauer Phyllite** und **Ennstaler Phyllite** (pzt) bilden hauptsächlich ordovizisch bis devonische, insgesamt recht monotone Wechselfolgen von Phylliten, Tonschiefern, Metasilt- und Metasandsteinen sowie abschnittsweise auch Lyditen, Metakarbonatgesteinen, Schwarzschiefern und Metakonglomeraten bis -breccien. In diese Serien sind mächtige Diabase, Diabasporphyrite und andere basische Vulkanite (Db) sowie lokal Gabbros, Gabbroamphibolite und Serpentinite (Gb) eingelagert, die, früher dem Ordoviz zugerechnet, inzwischen zumindest z. T. als devonisch erkannt wurden (HEINISCH et al. 1987). Im oberen Ordoviz treten bis mehrere hundert Meter mächtige Quarzporphyre samt Tuffen in Form von Porphyriten bis Porphyroiden (Pt) auf. Im ausgehenden Silur zeigt sich in den Wildschönauer Schiefen weitverbreitet vermehrte Karbonatsedimentation, die im Devon zum fossilreichen, bis mehrere hundert Meter mächtigen **Schwazer Dolomit** und ihm zwischen Kitzbühel und Leogang stratigraphisch in etwa entsprechenden **Spielbergdolomit** (pzk) des Devons überleiten. Zur Trias der Nördlichen Kalkalpen vermitteln über den Wildschönauer Schiefen bis maximal über 1000 m mächtige, fein- bis grobklastische sowie abschnittsweise evaporitisch-salinare Gesteine des Perms (Alpiner Verrucano bis Mitterberger Schichten). Zu Mineralisationen in der Grauwacken-Zone des Kartengebietes, darunter vor allem Magnesit- und Kupfervorkommen sowie die weltberühmten Fahlerzlagerstätten zwischen Schwaz und Rattenberg, sei auf TOLLMANN (1977) verwiesen.

Literatur: BÖGEL & SCHMIDT (1976), FLÜGEL & FAUPL (1987), HEINISCH et al. (1987), JANOSCHEK & MATURA (1980), SCHÖNLAUB (1980), TOLLMANN (1977).

Ostalpinen Altkristallin

Zum Ostalpinen Altkristallin gehören im Kartenbereich die westlich von Innsbruck auftretende Nordfront des Ötztalkristallins sowie südlich von Innsbruck eine dem unterostalpinen Innsbrucker Quarzphyllit tektonisch auflagernde, ebenfalls dem Ötztalkristallin zugehörige Deckscholle (FÜGENSCHUH 1995, MOSTLER 1986, TOLLMANN 1977). Nach E folgen ein zwischen unterostalpinem Innsbrucker Quarzphyllit und oberostalpinen Grauwacken-Zone eingeschuppter Kranz von Kristallinschollen (Kellerjochgneis) und im Südosteck der Karte Anteile des Altkristallins der Schladminger Tauern.

Das **Ötztalkristallin** westlich von Innsbruck wird vor allem von z. T. mineralreichem Glimmerschiefer, Phyllit und Quarzit (Gl), diversem Paragneis (Gnp) sowie Metagranit bis Granodiorit in Form von Orthogneis (Gno) aufgebaut. Die nach E zum Patscherkofl hinaufziehende Ötztalkristallin-Deckscholle setzt sich hauptsächlich aus Glimmerschiefer und Gneis zusammen. Nach stellenweise zu vermutenden vorvariskischen Ereignissen erfolgte die Hauptgefügeprägung und amphibolitfazielle Metamorphose der Gesteine während der variskischen Orogenese. Alpidisch wurde das Ötztalkristallin im Kartenbereich nur noch schwächer metamorph beeinflusst.

Die von Schwaz im Inntal bogenförmig bis nördlich von Neukirchen im Pinzgau ausstreichenden Altkristallinschollen des **Kellerjochgneises** (Schwazer Augengneis) werden von tektonisch teils stark beanspruchtem, voralpidisch amphibolitfaziell, alpidisch dagegen nur schwächer metamorph überprägtem, als Porphyrgnitgneis entwickeltem Orthogneis (Gno) sowie einer schmal auflagernden Serizitschieferserie aufgebaut. Die Altkristallinklippe im Bereich des Wildkogels setzt sich über Spänen von Kellerjochgneis aus teils granatführendem Quarzit und Glimmerschiefer (Gl) sowie stellenweise auch Amphibolit zusammen.

Das voralpidisch amphibolithfaziell, alpidisch grünschieferfaziell metamorphe **Altkristallin der Schladminger Tauern** wird im Kartenbereich von teils migmatischem Paragneis (Gnp), teils quarzitischem Glimmerschiefer (Gl), stellenweise als Albitgneis ausgebildetem Orthogneis (Gno) sowie Vorkommen von Amphibolit (Am) zusammengesetzt. An Mineralisationen seien vor allem Kobalt-Nickel-Arsen-Wismut-Erze und Kupfer-Silber-Vorkommen genannt (TOLLMANN 1977).

Literatur: BÖGEL & SCHMIDT (1976), FRANK et al. (in FLÜGEL & FAUPL 1987), GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT (1980), JANOSCHEK & MATURA (1980), SLAPANSKY & FRANK (in FLÜGEL & FAUPL 1987), TOLLMANN (1977).

Unterostalpin

Das Unterostalpin umfaßt im Kartenbereich zum einen den sich von Innsbruck nach E bis Mittersill ins Salzachtal erstreckenden Innsbrucker Quarzphyllit. Zum anderen streicht Unterostalpin in den Radstädter Tauern zutage.

Der **Innsbrucker Quarzphyllit** (qph) zeigt nach MOSTLER (1986) eine z. T. retrograd überprägte, variskische und wohl auch alpidische Grünschiefermetamorphose und ist im großen lithologisch dreigeteilt. Der untere, dem Ordoviz zugeordnete Teil besteht aus Quarzphyllit mit prasinitischem Grünschiefer und rhyolithisch-rhyodazitischem Porphyroid. Der mittlere, silurische Abschnitt baut sich aus Quarz- und Serizitphyllit mit basischem Grüngestein und zunehmend Kalkmarmor auf. Dunkler, teils schwarzer Phyllit mit Kieselschiefer und Dolomitmarmor bildet den oberen, devonischen Anteil. An Mineralisationen treten in diesen Serien im Kartengebiet nur kleine Eisenspatvorkommen auf.

Das Unterostalpin der Radstädter Tauern zeigt eine alpidisch metamorphe Überprägung und beginnt mit dem altpaläozoischen, vermutlich ordovizisch bis devonischen, dem Innsbrucker Quarzphyllit ähnlichen **Radstädter Quarzphyllit** (qph). Darüber entwickelt sich eine in der Hauptsache wohl permoskythische Folge von Quarzit, Sandstein und serizitischem Schiefer des Alpenen Verrucanos und Lantschfeldquarzits (ptr). Die folgende, maximal bis über 1000 m mächtige Mittel- und Obertrias ist in ostalpinen, für das Unterostalpin typisch dolomitreicher Fazies entwickelt und reicht von Grauwacken und Dolomiten der Reichenhaller Schichten bis zum Oberrätkalk. Sie ist in der Karte in den Abschnitt Reichenhaller Schichten bis Wettersteindolomit/Partnachschiefer (trm) und Raibler Schichten bis Oberrätkalk (tro) gegliedert. In der Jura- bis ? Unterkreide-Serie (jk) lagern über älterjurassischen, teils breccienführenden Kalkstein-Schiefer-Folgen bereichsweise sehr mächtige, an polygenen Breccien reiche Schichten (Türkenkogelbreccie), darüber Radiolarit und Aptychenkalk des Malm und

abschließend wohl in die Unterkreide reichende Breccien-Schiefer-Serien (Schwarzeckbreccie). An Lagerstätten ist im Kartengebiet Uran in permoskythischen Gesteinen zu erwähnen (TOLLMANN 1977).

Literatur: JANOSCHEK & MATURA (1980), THIELE (1980), TOLLMANN (1977).

Penninikum des Tauernfensters mit penninisch-unterostalpinen Mischzone

Zwischen dem Zillertal im W und dem Kleinartal im E erfaßt das Kartengebiet entlang seinem Südrand noch Anteile des im Tauernfenster zutagetretenden Penninikums samt der penninisch-unterostalpinen Mischzone.

Die ältesten Gesteine sind in der Karte als **Altpaläozoikumserie** (pza) zusammengefaßt. Es handelt sich um amphibolitfaziell metamorphe Gneise, Glimmerschiefer und Quarzite („Altkristallin“) sowie vor allem die variskisch grünschiefer- bis amphibolitfaziell metamorphe Habachserie. Letztere zeigt eine reiche Folge von basischen bis sauren Metamagmatiten und zwischengeschaltet z. T. graphitreichere Phyllite, Quarzite, Glimmerschiefer und vereinzelt Dolomite. In die Altpaläozoikumserie drängen vom jüngeren Karbon zum älteren Perm überwiegend granitische bis granodioritische Schmelzen, die durch die alpidische Deformation als sogenannter **Zentralgneis** (zg) vorliegen. Die Altpaläozoikumserie wird aufgrund ihrer ursprünglichen Position zum Zentralgneis in der Literatur auch „Altes Dach“ der „Zentralgneiskerne“ genannt.

Die permomesozoischen Gesteine beginnen mit einer auch Alpiner Verrucano und Wustkogel-Formation genannten, bis maximal vielleicht 300 m mächtigen **Permoskythserie** (ps) aus vor allem Quarziten bis Metaarkosen, Metakonglomeraten und -breccien, Glimmerschiefern und zumindest stellenweise sauren Metavulkaniten. Die darüberfolgenden, ebenfalls bis mehrere hundert Meter mächtigen **Triaskarbonatgesteine** (trk) werden von teils gebänderten Kalk- und Dolomitmarmoren, stellenweise Rauhwacken und Gipsen sowie im Obertriasanteil zunehmend klastischen Metasedimenten (Phyllite, Schiefer, Quarzite) aufgebaut und vielfach als Seidwinkltrias bezeichnet.

Im Jura setzt nun im Bereich des Penninikums eine Faziesdifferenzierung in Schwellen und zumindest teilweise ozeanische Becken ein (s. Kap. 5.2). Über der Zentralgneisschwelle als paläogeographisch nördlichstem Element des Tauernpenninikums mit nicht durchgehend erhaltener permisch bis älterjurassischer Sedimentüberdeckung entwickelte sich im Malm der vielleicht bis 200 m mächtige **Hochstegenkalk** (hsk). Über ihm folgt stellenweise eine vorläufig ganz der Kreide zugerechnete, bis mehrere hundert Meter mächtige Serie von metamorphen Flyschen aus vor allem Quarziten, Schiefern, Phylliten und Breccien (Kasererserie) und darüber Kalkmarmoren (LAMMERER 1988).

In den südlich der Zentralgneisschwelle anschließenden Becken wurden dagegen die mit großteils ophiolitischen Metadiabasen, Prasiniten und Grünschiefern (Mb) sowie basischen bis ultrabasischen Metaplutoniten (Gabbros, Serpentinite) vergesellschafteten **Bündner Schiefer** (bs) abgelagert. Bis wohl mehrere tausend Meter mächtig dürften sie über Jura und Kreide hinaus zumindest bereichsweise in das Alttertiär reichen (OBERHAUSER 1995). Die Bündner Schiefer werden vorwiegend von Metaflyschen aus Kalkglimmerschiefern, Phylliten und Quarziten als Hauptgesteinen aufgebaut, in die in paläogeographisch nördlichen und südlichen Bereichen gröberklastische Quarzite und Breccien eingeschaltet sind.

Entlang des Nord- und Ostrand des Tauernfensters im Kartenbereich treten Gesteinsserien auf, bei denen lithofaziell und tektonisch vielfach nicht klar zwischen Penninikum und Unterostalpin unterschieden werden kann. Zu dieser **penninisch-unterostalpinen Mischzone** (Matreier Zone bei FRISCH et al. in FLÜGEL & FAUPL 1987) gehören der vermutlich oberjurassische Klammkalk (kk) mit begleitenden Kalkschiefern, Quarziten und dem Dunklen Phyllit (ph), die stellenweise große Dolomitblöcke führende Sandstein-Breccien-Folge (sb), die aus Phyllit, Quarzit, Kalkmarmor und zu oberst Breccienserien aufgebaute Richbergkogelserie (rs) sowie einige Triasvorkommen entlang des Fensternordrandes.

Nach Überprägung großer Teile der Baueinheiten des Tauernfensters durch eine alpidische, oberkretazische, zumindest teils vielleicht auch erst alttertiäre Hochdruckmetamorphose erfuhren alle Elemente des Fensters nach ihrer deckentektonischen Anlage gemeinsam eine grünschiefer- bis amphibolitfazielle Regionalmetamorphose mit Höhepunkt zwischen jüngerem Eozän und Oligozän. An Erzlagerstätten sind im Kartenbereich Kupfer- sowie Blei-Zink-Flußspat-Vorkommen zwischen Mittersill und Krimml sowie Scheelitlager im Felbertal zu nennen (HOLZER in GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT 1980, KRÄINER 1994, TOLLMANN 1977). Mit Freilegung, Aufwölbung und Abkühlung der Gesteine des Fensters war die Anlage von Klüften und Spalten verbunden, in denen die Zirkulation heißer Lösungen zu einer Fülle weiterer Mineralisationen führte (KRÄINER 1994).

Literatur: BÖGEL & SCHMIDT (1976), HÖCK & MARSCHALLINGER (1988), KRÄINER (1994), KURZ et al. (1996), RATSCHBACHER et al. (1991), THIELE (1980), TOLLMANN (1977).

6 Gesteinsfolge des Quartärs

HERMANN JERZ

Zum Quartär, auch als „Eiszeitalter“ bezeichnet, werden die letzten 2,5 Millionen Jahre der Erdgeschichte gerechnet. Es handelt sich dabei um die weitaus kürzeste Periode der geologischen Zeitrechnung. Das Quartär wird weiter unterteilt in das Pleistozän, das von extremen Klimawechseln geprägt ist, und in das Holozän, das die letzten zehntausend Jahre umfaßt und auch als „Geologische Gegenwart“ bezeichnet wird (vgl. Tab. 6-1).

Wesentliche Züge der bayerischen Landschaft wurden im Quartär geformt; tiefgreifende Klimaänderungen beschleunigten die morphogenetischen Prozesse. In längeren **Kaltzeiten** mit Eiszeiten kam es wiederholt und gebietsweise zu ausgedehnten Vergletscherungen mit glazialen Ablagerungen. In Bayern waren der alpine Raum, weite Teile des Alpenvorlandes und verschiedene Gipfelregionen ostbayerischer Mittelgebirge vergletschert. In weiten Gebieten Bayerns herrschte ein Periglazialklima mit tiefreichenden Dauerfrostböden; exogene Prozesse, vor allem Solifluktion, gestalteten auch die nichtvergletscherten Gebiete um. In **Warmzeiten** wie auch in den kürzeren klimatisch begünstigten Phasen entstanden zum Beispiel tiefgründige Verwitterungsböden und organische Bildungen.

Das Pleistozän steht nahezu für das gesamte Quartär, dessen Beginn in Mitteleuropa mit dem Auftreten der ersten kaltzeitlichen Tiergruppen in der Prätegelen-Kaltzeit (ca. 2,5–2,2 Mio. Jahre v. h.) wie auch entsprechenden weiteren klimatischen Kriterien (ZAGWIJN 1992) angenommen wird. Der Beginn des Quartärs fällt somit etwa mit der durch ferromagnetische Partikel in Sedimenten weltweit nachweisbaren Umkehrung des Erdmagnetfeldes zusammen, mit welcher die Gauss-Epoche endet und die Matuyama-Epoche beginnt (ca. 2,47 Mio. Jahre v. h.).

Im Verlauf des Holozäns, dessen Beginn mit der durchgreifenden Erwärmung vor rund 10 000 Jahren gleichgesetzt wird, hat der Mensch zunehmend in die Naturlandschaft eingegriffen; er hat sie seit dem Neolithikum in eine Kulturlandschaft umgewandelt.

Die große wirtschaftliche Bedeutung des Quartärs äußert sich in der starken Nutzung der quartären Sedimente durch den Menschen: die Bodennutzung durch Land- und Forstwirtschaft, die Gewinnung von Kies, Sand, Ton und Lehm, die Förderung von Trinkwasser aus diesen Ablagerungen, die Nutzung als Siedlungs-, Industrie- und Deponiestandort. Die konkurrierende Beanspruchung zwingt zu einer intensiven Erforschung des Quartärs.

Tabelle 6-1: Gliederung des Quartärs (JERZ 1996)

Paläo- magnet. Epoche	Geolog. Epoche	Jahre vor heute	Quartär-Gliederung für Alpen und Alpenvorland		Kulturstufen	Jahre vor heute
BRUNHES (= normal)	Holozän	Chr. Geb.	Jungholozän	Postglazial („Geologische Gegenwart“)	Historische Zeit Eisenzeit (750 v. Chr.-0) ¹⁾ Bronzezeit (1800-750 v. Chr.) ²⁾ Neolithikum (4000-1800 v. Chr.) Mesolithikum (8000-4000 v. Chr.)	~ 2000
		~ 10 000	Mittelholozän			~ 10 000
	~ 130 000	Altholozän	~ 35 000			
	Pleistozän	~ 10 000	Jungpleistozän	Würm-Kaltzeit Riß/Würm- Inter- glazial	Jungpaläolithikum <i>Homo sapiens sapiens</i> „Cro-Magnon“ Mittelpaläolithikum <i>Homo sapiens neanderthalensis</i>	(120 000) ~ 130 000
		~ 130 000	Mittelpleistozän	Riß-Kaltzeit Mindel/Riß-Interglazial <i>Samerberg</i>	Altpaläolithikum <i>Homo praesapiens steinheimensis</i>	~ 500 000
~ 380 000		Altpleistozän	Mindel-Kaltzeit Haslach/Mindel-Interglazial Haslach-Kaltzeit Günz/Haslach-Interglazial Günz-Kaltzeit Donau/Günz-Interglazial			
~ 780 000	Ältestpleistozän	<i>Uhlenberg</i> Donau-Kaltzeiten Biber-Kaltzeiten	Eolithikum (Archäolithikum) <i>Homo erectus („Frühmensch“)</i>			
MATUYAMA (= invers)		~ 2 470 000				

¹ Latènezeit 450-15 v. Chr. - Hallstattzeit 750-450 v. Chr.; ² Urnenfelderzeit 1200-750 v. Chr. (= Spätbronzezeit)

6.1 Pleistozän

6.1.1 Glazialer, fluvioglazialer und glazifluvialer Bereich (Alpenvorland und Alpen)

Vom eiszeitlichen Geschehen besonders stark geprägt sind das Alpenvorland und die Alpen. Glazigene Ablagerungen und glaziale Formen kennzeichnen die ehemals vom Gletschereis bedeckten Gebiete. Sie sind bei Abtragungs- und Aufschüttungsvorgängen durch **Gletscher** und deren Schmelzwässer entstanden. In den Vereisungszentren des alpinen Raumes, in den Alpentälern und auch am Alpenrand war vor allem die glaziale Erosion wirksam (u. a. FRANK 1979, BADER 1979, JERZ 1979). Es entstanden Kare, übertiefte Becken und Täler, Rundhöcker und Gletscherschliffe. Im Alpenvorland folgten auf Bereiche mit Ausräumung solche mit Auf- und Zuschüttung.

Als Gebiete mit besonders starker Erosion sind neben den Alpentälern vor allem die Stammbecken der Gletscher vor den Alpentoren und die radial dazu angeordneten Zungenbecken zu nennen; die vom Gletschereis niedergeschliffene Felsoberfläche befindet sich dort vielerorts mehr als hundert Meter unter dem heutigen Talniveau. Die glazialen Hohlformen wurden nachträglich mit Abschmelzschottern, Seesedimenten und Torfbildungen wieder teilweise aufgefüllt.

Schotter, alt- bis ältestpleistozän

- a) Schotter, donau- bis günzzeitlich (Älterer Deckenschotter), DG
- b) Schotter, biberzeitlich (Ältester Deckenschotter), BG

Quartären Alters sind die ältesten Glazialschotter aus den Biber-Kaltzeiten (Ältester Deckenschotter) und aus den Donau- und Günz-Kaltzeiten (Älterer Deckenschotter). Im Alpenvorland bauen sie vor allem die Riß-Iller-Lech- und die Isar-Inn-Schotterplatten auf.

Zur **Biber**-Eiszeitengruppe werden beispielsweise die Staufenberg-Schotter nordwestlich, die Hohenrieder Schotter nordöstlich von Augsburg und die Schotter der Staudenplatte südwestlich Augsburg gezählt, ferner die isolierten Schottervorkommen auf dem Hochfirst bei Mindelheim und auf dem Stoffersberg bei Landsberg a. Lech.

Zur **Donau**-Eiszeitengruppe werden ein Teil der Schotter der Aindlinger Platte nordöstlich Augsburg, die Zusamplattenschotter westlich Augsburg und zahlreiche weitere Schotterplatten im Iller-Mindel-Gebiet und als isolierte Vorkommen die Schotter der Kronburg und des Hohen Rain südlich Memmingen gerechnet.

Als Schotter der **Günz**-Eiszeit werden eine größere Anzahl kleinerer Vorkommen in Schwaben und südlich München sowie westlich Mühldorf a. Inn angesehen. Zu den bekanntesten außerhalb Bayerns zählen der Zeiler Schotter in Oberschwaben und die Älteren Deckenschotter im Bereich der Traun-Enns-Platte in Oberösterreich.

Altmoräne, mit Endmöränenzügen, z. T. mit Vorstoßschotter

- a) rißzeitlich, R
- b) mindelzeitlich und älter, M

Alpen und weite Teile des Alpenvorlandes waren in den kältesten Abschnitten verschiedener Kaltzeiten vom Gletschereis bedeckt. Die aus den Alpen vorstoßenden

Tabelle 6.1-1: Quartäre Bildungen im Alpenvorland und im inneralpinen Raum (JERZ 1996)

Quartär	Holo-zän	Postglazialzeit	Auenböden, Torf, Kalktuff und Alm, Seekreide Postglaziale Schotter, Abschwemmassen (Schwemmfächer), Schuttkegel, Bergstürze Postglaziale Moränen im Hochgebirge		Junger Löß	
	Jung-pleisto-zän	Würmkaltzeit	Spätglazial	Seeton, Seekreide, Torf	Spätglaziale Terrassen- und Deltaschotter Niederterrassenschotter Vorstoßschotter Frühglaziale Schotter	Sandlöß, Flugsand Löß, Lößlehm Schwemmlöß
			Frühglazial	Würrmoräne Fließerden, Seeton, Schieferkohlen		
		Riß/Würm-Interglazial	R/W	Böden, Torf und Schieferkohlen, Seekreide, Schotter, Hangschuttbreccien		
	Mittel-pleisto-zän	Rißkaltzeit	R	Seeton, Schieferkohle Rißmoräne Fließerden	Hochterrassen-schotter	Sandlöß, Löß, Lößlehm Decklehm, Fließeilm
				Mindel/Riß-Interglazial		
	Alt-pleisto-zän	Mindelkaltzeit	M	Seeton Mindelmoräne Fließerden	Jüngere Deckenschotter	Lößlehm (Löß), Decklehm, Fließeilm
				Haslach/Mindel-Interglazial		
		Haslachszeit	H	Seeton Haslachmoräne Fließerden	Rinnenschotter	Decklehm
				Günz/Haslach-Interglazial		
		Günzkaltzeit	G	Günzmoräne Fließerden	Ältere Deckenschotter	Löß, Lößlehm, Decklehm, Fließeilm
				Donau/Günz-Interglazial		
	Ältest-pleisto-zän	Donaukaltzeiten*)	D	? Donaumoräne	Älteste Decken-schotter	Fließeilm
Biberkaltzeiten*) * mehrere, durch Warmzeiten gegliederte Eiszeiten		B	Bodenbildungen, Hangschuttbreccien ?	Älteste Deckenschotter i. w. S.		

Gletscher konnten sich im Vorland fächerförmig ausbreiten. Moränengirlanden markieren die wichtigsten Gletschervorstöße und -haltephasen. Die maximale Ausdehnung war in den einzelnen, heute bekannten Eiszeiten (mindestens acht) für verschiedene Vorlandgletscher unterschiedlich: Der auf bayerischen Boden übergreifende **Rheingletscher** reichte mit seinen mindelzeitlichen Moränen am weitesten ins Vorland. Auch der **Illergletscher** und der **Wertach-Lechgletscher** hatten in der Mindel-Eiszeit ihre größte Ausdehnung. Der **Isar-Loisach-Gletscher** erreichte in der Mindel- und in der Riß-Eiszeit eine nahezu gleich große Ausdehnung; bei Fürstenfeldbruck bilden die Mindelmoränen, südlich München die Rißmoränen die äußersten Randlagen.

Auch für den Bereich des **Inn-Chiemsee-Gletschers** fällt die größte Ausdehnung der Vorlandvergletscherung in die Mindel- und Riß-Eiszeit. Die Maximalvorstöße erreichten die Gegend um Erding in der Riß-Eiszeit, das Isental bei Dorfen in der Mindel-Eiszeit (und vermutlich auch schon in der Günz-Eiszeit).

Im **Salzachgletschergebiet** wird das Maximum der Vorlandvergletscherung bereits in der Günz-Eiszeit angenommen. Auch im benachbarten österreichischen Traungletschergebiet reichen die Günzmoränen am weitesten ins Vorland. Ältere als günzzeitliche Moränen sind im Alpenvorland nicht sicher nachgewiesen.

Im inneralpinen Raum blieben Altmoränen nur selten von der späteren glazialen Erosion verschont. Erwähnt seien einzelne Vorkommen im Ostrachtal bei Hindelang, im Loisachtal bei Eschenlohe, auf dem Längenfeld südlich Garmisch-Partenkirchen, im Isartal bei Mittenwald und die zahlreichen erbohrten Altmoränen (? Riß) in glazial übertieften Becken und Tälern. Das ursprünglich lebhaftes Relief der Altmoränen wurde in späteren Eiszeiten durch periglazial-solifluidale Umlagerungen (mit Fließerden) und durch aufgewehrte Deckschichten meist stark verwischt. Sie unterscheiden sich dadurch oft sehr deutlich von den Jungmoränen (s. u.).

Schotter, alt- bis mittelpleistozän

- a) Schotter, rißzeitlich (Hochterrasse), RG
- b) Schotter, mindelzeitlich (Jüngerer Deckenschotter), MG

Schotter der Mindel-Eiszeit (Jüngerer Deckenschotter) sind im W als Schotterfelder ausgebildet, im E treten sie mehr an den Talrändern und an den Rändern von Gletscherbecken und meist zu Nagelfluh verbacken zutage. Zu den bekanntesten gehören die Grönenbacher Schotter, die südlich Memmingen mit den Mindelmoränen verknüpft sind, die Jüngerer Deckenschotter im Isartal, im Mangfalltal, im Alz- und Trauntal.

Schotter einer Haslach-Eiszeit, wie sie aus Oberschwaben beschrieben sind (SCHREINER & EBEL 1981), konnten in Bayern noch nicht sicher nachgewiesen werden.

Schotter der Riß-Eiszeit (Hochterrassenschotter) bilden vielfach ausgedehnte Schotterflächen und Schotterterrassen, so im Raum Memmingen wie auch im Iller-, Günz-, Kammloch- und Lechtal, an Isar und Inn und entlang der Donau. Sie sind fast überall – wie die meisten älteren Schotter – von äolischen Deckschichten (Löß, Lößlehm, Decklehm) überdeckt. Erwähnt seien auch die fest verbackenen, riß- bis mindelzeitlichen Deltaschotter des Biberkopfes bei Brannenburg („Biber-Nagelfluh“) und des Mönch- und Rainberges in Salzburg („Salzburger Nagelfluh“).

Jungmoräne (würmzeitlich), mit Endmoränenzügen, z. T. mit Vorstoßschotter, W

Die würmzeitlichen Gletscherstände blieben hinter den Endmoränen der riß- und mindelzeitlichen, im östlichen Alpenvorland auch hinter der günzzeitlichen Vergletscherung zurück. Die Jungmoränen sind an ihrem bewegten Relief, an den frischen Gletscheraufschüttungen und Eiszerfallsformen, an steilen Moränenwällen und Wallkuppen und an tiefen Toteiskesseln zu erkennen. Ihre Verwitterungsdecke ist deutlich geringer als die der Altmoränen.

Vorstoßschotter aus dem frühen Hochglazial sind von wechselnd mächtiger Moräne bedeckt; sie wurden vom vorrückenden Gletschereis überfahren. Bekanntes Beispiel sind die fast bis nach Weilheim sich erstreckenden Murnauer Schotter unter Moränenbedeckung. An vielen weiteren Stellen im Alpenvorland sind die frühhochglazialen Schotter an den Rändern von Gletscherbecken sichtbar.

Schotter, würmzeitlich (Niederterrasse, Spätglazialterrasse; in Alpentälern auch frühwürmzeitlich mit Seeablagerungen), WG

Schotter der Würm-Eiszeit, vor allem Niederterrassenschotter, bilden im Alpenvorland vielfach ausgedehnte Schotterfelder. In Schmelzwassertälern sind sie zu großen Schotterkörpern aufgeschüttet. Sie bauen Terrassen auf zwischen Iller und Lech, Isar, Inn und Salzach ebenso wie an der Donau. Schwemmfächer größerer Vorlandgletscher vereinigen sich zu großen **Schotterebenen** wie in der „**Münchner Ebene**“ und im „**Garser Wurzelfeld**“. Spätglazialterrassen sind häufig in die Hauptniederterrasse eingeschnitten. Markante Terrassenkanten sind in einer Auswahl in der Karte angegeben.

In den Alpentälern verzahnen sich häufig Schotter mit Seeablagerungen. Sie gehören teils dem letzten Interglazial (Riß/Würm), teils einem oder mehreren Frühwürm-Interstadialen an. Vielfach finden sich darin organische Bildungen, nicht selten mit jungen Schieferkohlen wie in Großweil und Schwaiganger bei Murnau. Im Inntal bauen würmzeitliche Vorstoßschotter (und Bändertone) das „Innsbrucker Mittelgebirge“ auf.

6.1.2 Periglazialer Bereich

Bayern gehört zu einem überwiegenden Teil dem Periglazial-Bereich an. In seinen nicht vergletscherten Gebieten zwischen der Nordgrenze der alpinen Vereisung im nördlichen Alpenvorland und der Südgrenze der nordischen Vereisung in Thüringen herrschte in den Kaltzeiten zeitweise **Permafrost**. Vom kaltzeitlichen Klima gesteuerte morphogenetische Prozesse wie exzessive Talbildung, häufig mit asymmetrischer Talform, und Bodenfließen im sommerlichen Auftauboden spielten hier eine sehr große Rolle. Nur die exponierten Hochlagen des Bayerischen Waldes, des Böhmerwaldes und auch des Fichtelgebirges trugen Eiskappen; in einigen Gipfelregionen hinterließen kleine Gletscher ihre Spuren (z. B. Kare, Kartreppen, Moränenwälle).

Aus Flußtälern und Schotterfluren, aus Moränen und Fließerdedecken wurde in trockenen Hochglazialzeiten und bei weitgehend fehlender Vegetation lockeres Feinmaterial ausgeblasen, als Löß und Flugsand verfrachtet und als äolisches Sediment in naher und in weiterer Entfernung abgelagert.

Löß, Lößlehm, Decklehm, z. T. Fließerde, qL

Die verbreitetste äolische Ablagerung in Bayern bildet kalkreicher **Löß**, eine feinstsandige und grobschluffige Windablagerung. Die wichtigsten Lößgebiete in Südbayern befinden sich im Alpenvorland, im Tertiärhügelland und im Dungau mit dem Straubinger Gäu; in Nordbayern sind es weite Teile Mainfrankens, u. a. mit dem Ochsenfurter Gäu.

Lößlehm, durch Entkalkung aus Löß oder als ein bereits kalkfreies äolisches Sediment entstanden, bildet vielfach den Hauptbestandteil älterer Lößablagerungen. Der auf der Frankenalb verbreitete Alblehm enthält meist hohe Anteile an Lößlehm. **Decklehm** ist kalkfrei, kryoturbat durchbewegt und kleinräumig verflossen. Er ist im kühlfeuchten Alpenvorland verbreitet, auf Altmoränen und auf Deckenschottern.

Es lassen sich in Bayern drei Lößfaziesbereiche unterscheiden (BRUNNACKER 1964, KALLENBACH 1965):

- ein nördlicher Faziesbezirk mit der trockenen Lößlandschaft: Mainfranken, weite Gebiete nördlich der Donau sowie Bereiche im Donautal (Raum Ingolstadt, Regensburg, Straubing)
- ein mittlerer Faziesbezirk mit der mäßig feuchten Lößlandschaft: Gebiete im Donautal und südlich davon (Raum München und Augsburg)
- ein südlicher Faziesbezirk mit der feuchten Lößlehm- und Decklehmlandschaft (Raum südlich München, südlich Landsberg, südlich Memmingen)

Faziesdifferenzierungen bestehen häufig auch innerhalb eines Lößprofils vom Liegenden zum Hangenden. Am besten sind Faziesunterschiede in den würmzeitlichen Lössen zu erkennen, in denen sich eine frühglaziale, feuchtere Fazies von einer hochglazialen, trockeneren Fazies deutlich unterscheidet. Über die Würm-Kaltzeit (115 000-10 000 Jahre vor heute), einen Zeitabschnitt mit stark wechselnden klimatischen Bedingungen, gibt **Tabelle 6.1-2** Auskunft.

In einigen der mächtigeren Deckschichtenprofile ist die Magnetisierung der Löß- bzw. Lößlehmsedimente gemessen (BRUNNACKER et al. 1976, STRATTNER & ROLF 1995). In Regensburg, in Roßhaupten bei Burgau, am Uhlenberg bei Dinkelscherben und in Lauterbrunn bei Welden sind Änderungen der Magnetisierungsrichtung durch Umpolungen des Erdmagnetfeldes sicher nachgewiesen. Die Magnetostratigraphie bildet oft die einzige Möglichkeit, Profile des älteren Quartärs zeitlich einzuordnen (vgl. **Tab.6.1-1**).

Eiszeitliche **Fließerden** sind in allen Periglazial-Gebieten Bayerns anzutreffen. Auf wasserundurchlässigen Dauerfrostböden gerieten wasserdurchtränkte Auftauböden bereits bei geringer Hangneigung ins Fließen. An Unterhängen, in Hangmulden und in Trockentälchen häuften sich oft mehrere Meter mächtige, sehr unterschiedlich zusammengesetzte Fließerdeböden an. In den höheren bis mittleren Lagen der Mittelgebirge ist ein auffallend dicht gepackter Frostschutt verbreitet, der früher als „Firneisgrundschutt“, als eine Art Grundmoräne, gedeutet wurde (PRIEHÄUSSER 1930, 1951). Nach neuerer Auffassung handelt es sich um eine mehr oder weniger verfestigte Fließerde (u. a. BAUBERGER 1977).

Tabelle 6.1-2: Gliederung des Jungpleistozäns mit Interstadialen des Würm (JERZ 1996)

		Jahre vor heute	Geolog. Abschnitte (nach GROOTES 1979, GRÜGER 1979, u. a.)	Stadiale	Interstadiale	Kulturstufen	
Holozän		10 000	Postglazial			s. Tabelle 6-1	
Jungpleistozän	Oberes Würm	~ 15 000	Spätwürm	Jüngere Dryas	Alleröd	Magdalénien (15 000–8 000 v. Chr.) <i>Schussenquelle, Petersfels</i>	
				Ältere Dryas	Bölling		
				Ältere Dryas	Präbölling		
	Mittleres Würm	~ 25 000 ~ 35 000	Frühwürm	Hochwürm		Solutréen (20 000–15 000 v. Chr.) Gravettien (25 000–20 000 v. Chr.)	Jungpaläolithikum
				Stillfried B Denekamp	Aurignacien (35 000–25 000 v. Chr.)		
				Hengelo	35 000 <i>Ofnet-Höhlen Vogelherd-Höhle Weinberg-Höhlen, Speckberg</i>		
				Dürnten	Moustérien (75 000–35 000 v. Chr.)		
				Odderade			
	Unteres Würm	~ 70 000	Frühwürm	Brørup II	Micoquien (120 000–75 000 v. Chr.)	Mittelpaläolithikum	
				Brørup I (Amersfoort)			
Eem	~ 115 000		Riß/Würm-Interglazial (~ 130 000–~ 115 000)		120 000 Acheuléen (400 000–120 000)	Altpaläolithikum	

Flugsand, z. T. als Düne, Sa

Flugsand stammt vor allem aus Flußterrassen und aus dem Verwitterungsschutt der Gesteine, von wo er vom Wind ausgeblasen und in nicht allzu weiter Entfernung wieder abgesetzt wurde: in Nordbayern in den Talweitungen des Mains, in der Bodenwöhrer Senke, im Großraum Nürnberg und im Gebiet von Neumarkt i. d. OPf., in Südbayern im Donaugebiet und im Tertiärhügelland. Gebietsweise ist Flugsand zu **Dünen** zusammengeweht, im Nürnberger Reichswald zwischen Feucht und Erlangen, im Maingebiet u. a. bei Aschaffenburg und Schweinfurt, im Donaugebiet zwischen Neuburg a. d. Donau und Manching sowie zwischen Straubing und Osterhofen, im Tertiärhügelland bei Schrobenhausen.

Flugsand besteht überwiegend aus Quarzmineralen; er ist im allgemeinen karbonatfrei. Das Maximum seiner Korngrößen liegt im Mittelsandbereich. Die meisten Flugsandvorkommen und zahlreiche Dünen werden in das letzte Spätglazial, z. T. auch in das Postglazial datiert.

Seeablagerungen, wärmzeitlich bis holozän (vereinzelt älter), ql

Mit dem Rückschmelzen der Vorlandgletscher wie auch bei Gletscherschwankungen wurden Gletscherbecken frei, die sich mit Schmelzwässern füllten. In die Seebekken wurden Deltaschotter geschüttet und es kamen Feinsedimente als **Seesande** und **Seetone** zum Absatz. Solche kaltzeitliche Seeablagerungen gibt es aus dem Früh-, Hoch- und Spätwürmglazial; entsprechende Bildungen sind örtlich auch aus dem Riß- und aus dem Mindelglazial erhalten, z. B. im Isartal nördlich Wolfratshausen.

Seeablagerungen der Warmzeiten stellen **Kalkmudden** und **Seekreiden** mit oft reichlich organischen Resten dar. Den interglazialen und interstadialen und den postglazialen limnischen Sedimenten sind nicht selten Torfschichten zwischengeschaltet, die in älteren Profilen – durch Eis- bzw. Sedimentauflast zusammengepreßt – wegen ihrer plattigen Ausbildung auch als „Schieferkohlen“ bezeichnet werden. Eine große paläobotanisch-stratigraphische Bedeutung erlangt haben die Vorkommen von Samerberg bei Rosenheim, Großweil bei Murnau, Eurach bei Seeshaupt, Pfefferbichl bei Füssen, Zeifen bei Freilassing, Mondsee bei Salzburg und Baumkirchen östlich Innsbruck (weitere Angaben siehe JERZ 1993, 1995).

Besonders erwähnt seien Bims-Partikel des spätglazialen, Alleröd-zeitlichen Laacher-See-Vulkanismus in den Sedimenten verschiedener Seen in Südbayern, im Bodenseegebiet und in der Nordschweiz (MERKT et al. 1978, MÜLLER et al. 1987). Der Haptausbruch ist mit 11200 Jahren vor heute datiert (vgl. Tab. 6.2-1).

6.1.3 Flußgeschichte

Die Flußgeschichte gehört zu den interessantesten Kapiteln der jüngeren Erdgeschichte in Bayern. Seit dem Jungtertiär sind die Flußsysteme hier zahlreichen tiefgreifenden Veränderungen unterworfen. Am besten bekannt sind sie aus den Flußgebieten der Donau und des Mains.

Die **Donau** floß gegen Ende des Tertiärs noch auf der Hochfläche der Südalb in einer breiten Rinne, um sich dann zu Beginn des Quartärs allmählich in die Juratafel einzu-

Tabelle 6.1-3: Flußgeschichtliche Gliederung im nördlichen Bayern (KÖRBER 1962; BRUNNACKER 1978 a; TILLMANNS 1977, 1980; JERZ 1996)

	Main-Gebiet	Rezat-Rednitz-Talzug	Altmühl-Donau-Bereich	Regensburger Raum
Jung- Mittel- Alt- Ältest- Pleistozän	Niederterrassen	Sandterrassen- komplex	Altmühlschotter	Niederterrasse
	Mittelterrassen ~~~~~ E-Terrasse*)		Talverschüttung	Hochterrasse
	Cromer-Aufschüttung A-Terrasse**)	Ausräumung ~~~~~	~~~~~ ?	
	Hauptterrassenfolge Anschluß des Mains an das Rheinsystem	? Großschotter mit Lyditen	Talschotter mit Radiolariten 10-30 m ü.T. 35-45 m ü.T. 45-55 m ü.T.	mehrere Schotterkörper mit <i>Radiolariten</i> bis 35 m ü.T. Schottergruppe mit <i>Radiolariten</i> 45-55 m ü.T.
Pliozän	„Flächenterrassen“	? Bergnershof-Niveau mit Lyditen 90-110 m ü.T.	Schottergruppe mit <i>Radiolariten</i> 60-90 m ü.T. Ende der Lyditführung	± Ende der Lyditführung Donau-Hochschotter <i>Radiolarite + Lydite</i> 60-110 m ü.T.
		Usseltal-Schotter mit <i>Lyditen</i> [530 m NN]	Hochschotter <i>Lydite</i> , vereinzelt <i>Radiolarite</i> Hochflächenschotter 110-160 m ü.T. <i>Lydite</i> = Urmain <i>Radiolarite</i> = Donau (nur im weiteren Bereich der Well- heimer Talung)	Höhenhofer Schotter <i>Radiolarite + Lydite</i> im Verzahnungsbereich von „Urnaab“ und „Urdonau“
Miozän		Monheimer Höhen- sande (aus N)	Hangendserie der Oberen Süßwassermolasse (Schüttung z. T. aus N)	Feldspatsande (nach SW gerichtete Schüttung)

~~~~~ Erosionsphase

\*) Erosionsterrasse

\*\*\*) Akkumulationsterrasse (nach KÖRBER 1962)

Pleistozän

schneiden (vgl. Abb. 4.5-1). Sie war bereits damals Sammelrinne aller gegen das Molassebecken gerichteten Zuflüsse und erhielt bis ins Ältestpleistozän mit dem Urmain aus N über den Rezat-Rednitz-Talzug einen weiteren bedeutenden Zufluß. Im Ältest- und Altpleistozän floß die Donau östlich Ulm in einem weiten Bogen bis zu 20 km weiter südlich und zusammen mit der Iller weiter durch das in den Jura eingetiefte Wellheimer Tal und weiter in Richtung Kelheim durch das Altmühltal. Im Mittelpleistozän verlegte die Donau ihren Lauf zunächst in das Schuttertal, das bei Ingolstadt den Jura verläßt, und schließlich an den Südrand der Frankenalb, wo sie seitdem an der „Nahtlinie“ zwischen Jura und Molassebecken festgelegt ist.

Noch im Laufe des Ältestpleistozäns erfolgte der Anschluß des **Mains** an das Rheinsystem. Tektonische Vorgänge spielten für seine bewegte Flußgeschichte eine maßgebliche Rolle: Einbruch des Oberrheingrabens und Absenkung des Untermaingebietes einerseits und Hebungen der Spessartschwelle und des Spessartvorlandes andererseits. In ursächlichem Zusammenhang steht damit der mehrmalige Wechsel von Phasen mit kräftiger Erosion und fast ebenso starker Akkumulation (vgl. Tab. 6.1-3, 6.1-4).

Der **Rezat-Rednitz-Talzug** nahm bis ins frühe Pleistozän das noch von N nach S gerichtete Flußsystem des „Urmains“ auf. Die Umlenkung des Mains und sein Anschluß an das Rheinsystem hatte auch die Umlenkung der mainfränkischen Flüsse nach N zur Folge. Die **Naab** übernahm schon im Untermiozän (vgl. Kap. 3.5.2) die Entwässerung am Westrand des Alten Gebirges. Große Einzugsgebiete im Frankenwald gingen bereits im älteren Quartär an den Main verloren.

Angaben zur Flußgeschichte der Alpenvorlandflüsse siehe bei JERZ (1993).

#### *Schotter, pliozän bis ältestpleistozän, ungliedert (Urdonau, Urmain, Urnaab, u. a.), G*

Für zahlreiche isolierte Schottervorkommen ist die Altersfrage nicht geklärt. Für manche Schotter ist unklar, ob sie noch dem jüngsten Tertiär oder ob sie dem ältesten Quartär angehören. Solche Schotter sind aus dem Gebiet der Urdonau, des Urmain und der Urnaab bekannt (TILLMANN 1977, 1980; s. Kap. 4.5).

#### *Terrassenschotter und -sand, ungliedert (nur in Nordbayern), qpG*

In dieser Sammeleinheit sind ältestpleistozäne (und ? pliozäne), alt- und mittelpleistozäne und zum Teil auch jungpleistozäne Flußablagerungen in Nordbayern zusammengefaßt: im Maintal Schotter und Sande der Haupt-, Mittel- und Niederterrassen, im oberen Naabtal Schotter und Sande meist unbekanntes Alters, im Rezat-Rednitz-Regnitz-Talzug alt- bis jungquartäre Schotter- und Sandterrassen und kiesige sowie sandige Talverfüllungen (vgl. Tab. 6.1-3, 6.1-4).

Tabelle 6.1-4: Gliederung des Pleistozäns für das Maingebiet (SEIDENSCHWANN,1996; JERZ 1996)

|            |                                                                                                                                                                                      | <i>Unterrain-Gebiet</i><br>einschließlich Randbereiche der Nebentäler<br>nach STREIT 1971, SEMMEL 1974, SEIDENSCHWANN<br>1980, 1993, 1995 et. al., u. a.                         | <i>Mittelmain-Gebiet</i><br><br>nach SCHWARZMEIER 1981 (u. a. i. Vorb.).                                                                                                                                                                                           | <i>Main-Gebiet</i><br><br>KÖRBER 1962      BRUNNACKER 1978                                      |                                                                           |
|------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------|
| Holozän    |                                                                                                                                                                                      | Auenlehme                                                                                                                                                                        | Auen-(Hochwasser-)bildungen: Aufschüttungen max. von 1 m unter Mainwasserspiegel bis 6 m ü. Main; Eintiefung bis etwa heutiges Niveau                                                                                                                              | Auenlehme      Auenböden                                                                        |                                                                           |
| Pleistozän | Jungpleistozän                                                                                                                                                                       | Niederterrassen t7: Aufschüttungen bis 1,5-3 m ü. Main-MW<br>t6: Aufschüttungen bis 5-7 m ü. Main                                                                                | Niederterrassen: Aufschüttung max. von 4 m unter Mainwasserspiegel (2,50 m unter Mainsohle) bis 10 m ü. Main; Eintiefung bis 2,50 m unter Main mit Terrassenkante<br><br>t7 = 2- 4 m ü. Main<br>t6 = 5- 8 m ü. Main                                                | (UNT) Niederterrassen (ONT)                                                                     | Niederterrassen                                                           |
|            | Mittelpleistozän                                                                                                                                                                     | Mittelterrassen t5: Aufschüttungen bis 8-10 m ü. Main<br>t4: Aufschüttungen bis 15 m ü. Main<br>t3: Aufschüttungen bis 20-25 m ü. Main<br>t2: Aufschüttungen bis 28-30 m ü. Main | t5 = 12-15 m ü. Main<br>t4 = 17-21 m ü. Main<br>t3 = 24-27 m ü. Main<br><br>E-Terrasse (t2: 30-32 m ü. Main) mit Terrassenkanten                                                                                                                                   | Untere Mittel-terrasse (UMT), Mittl. Mittelterrasse (MMT), Ob. Mittel-terrasse (OMT) E-Terrasse | Mittelterrassen<br><br>E-Terrasse                                         |
|            | Altpleistozän                                                                                                                                                                        | Altpleistozäne Talverschüttung (Cromer-Ältest-pleistozän)<br><br>t1-Komplex: Aufschüttungen bis 40-45 m ü. Main mit Erosionsphasen und Eintiefung bis 30-40 m u. Main            | Cromer Komplex: Aufschüttung bis 38-40 m ü. Main kräftige Eintiefung bis unter die heutige Mainsohle und Verwitterung                                                                                                                                              | A-Terrasse                                                                                      | Mittlere Terrassen-<br>gruppe (Cromer)<br><br>kräftige Eintiefung         |
|            | Ältest-pleistozän                                                                                                                                                                    | bis zu 3 Terrassen, in der Grabenregion nicht eindeutig vom t1-Komplex trennbar:<br><br>t = 45-50/55 m ü. Main<br>t = 60-70 m ü. Main<br>t = 75-85 m ü. Main                     | Villafranchium-Komplex: Aufschüttung der Hauptterrassen 40-60 m ü. Main<br>tuHT 41-44 m ü. Main<br>tmHT 53-58 m ü. Main<br>täHT bis 62/70 m ü. Main<br>schrittweise Eintiefung bis 40 m ü. Main<br><br>Anschluß des „Bamberger Urmain“ an den „Aschaffener Urmain“ | Hauptterrassen (UHT, MHT, OHT)                                                                  | Hauptterrassen-<br>folge<br><br>Anschluß des Obermains an das Rheinsystem |
| Pliozän    | Periode der Talverschüttung bis zu 60 m ü. Talsohle nach starker Eintiefung bis zu 40 m u. Talsohle (= eigentlicher Talbildungsvorgang)<br><br>„Flächenterrassen (FT)“ am Taunusrand | Einschneidung bis Talsohle oder darunter<br><br>„Hauptgäufäche“ „Arvernensiszeit“ „Wernfelder Schotter“ (290-310 m ü. NN)                                                        | Hauptgäufäche (275-280 m ü. NN)                                                                                                                                                                                                                                    |                                                                                                 |                                                                           |

Pleistozän



## 6.2 Holozän

Verschiedene exogene Vorgänge haben im Holozän, dem Postglazial i. e. S., die Landschaften Bayerns weiter geformt. Es ist in erster Linie die fluviale Morphodynamik, die bis in die Gegenwart fortdauernd oberflächenformend wirkt. Zu den auffälligsten Prozessen gehören Talbodenentwicklungen, die Entstehung von Flußterrassen ebenso wie die Umlagerungen von Schotterkörpern in den Flußbetten und nicht zuletzt die Aufschüttungen von Schwemmfächern an der Ausmündung von Seitentälern. Sie wurden teils beeinflusst, teils auch gesteuert vom Klimageschehen, von der Entwicklung der Baumvegetation und von der Tätigkeit des Menschen (z. B. Waldrodungen seit dem Neolithikum) (Tab. 6.2-1). Zu den wichtigsten Bildungen im Verlauf der letzten 10 000 Jahre gehören:

- Flußsedimente aus Kies und Sand, v. a. im Donautal und im Maintal mit Kiefern- und Eichenstammlagen
- Ausfällungen von Sinterkalk (Kalktuff und Alm) im gesamten Holozän (Präboreal bis Subatlantikum)
- Absätze von limnischen Sedimenten wie Kalkschluff und Seekreide
- Organische Bildungen als Niedermoor- und Hochmoortorf, vom Spätglazial bis heute

Dazu kommen Hangschutt- und Verschwemmungsbildungen, Felsstürze und Bergstürze (Spät- und Postglazial), Auflandungen in den Talauen nach Überflutungen (Auenböden des jüngeren Holozäns).

### *Schotter, alt- bis mittelholozän, qhG*

In den großen Flußgebieten wie der Donau und des Mains setzten sich Aufschüttungs- und Abtragungsvorgänge aus dem Spätglazial im gesamten Holozän fort. Zu bestimmten Zeiten wechselten Phasen mit kräftiger Tiefen- und Seitenerosion (Ende Boreal und im jüngeren Atlantikum) mit Phasen starker Akkumulation (Präboreal, Boreal und Subatlantikum). In den Flußbetten wurden Sedimentkörper aus Kies und Sand teilweise oder ganz umgelagert. Kiefern- und Eichenstammlagen im Donautal und im Main- und Regnitztal weisen auf Zeiten starker Flußaktivität hin (BECKER 1982, 1983; SCHIRMER 1983). In das Holozän datiert wird auch die Aufschüttung der großen Schwemmfächer in den Mündungsgebieten von Iller, Lech und Isar.

### *Ablagerungen im Auenbereich, meist jungholozän, und polygenetische Talfüllung, f*

Feinkörnige Auensedimente schließen vielfach die Flußbettablagerungen aus Kies und Sand in einer „Fluviatilen Serie“ ab. In den größeren Flußtälern gehören die Auensedimente überwiegend dem jüngeren Holozän an (Ende Subboreal und Subatlantikum). Die verstärkte Sedimentzufuhr hängt mit dem Bodenabtrag nach Waldrodungen ab dem Neolithikum, besonders ab der Bronzezeit und in der Eisen- und Römerzeit sowie im Mittelalter zusammen. Zeitweise starke Bodenerosion führte auch in vielen kleineren Tälern zu einer Anhäufung von Bodenmaterial. Die Kolluvien sind hier meist in einem größeren Zeitraum im Pleistozän und Holozän und unter vielfach wechselnden Bedingungen entstanden.

Tabelle 6.2-1: Gliederung des Spät- und Postglazials (JERZ 1996)

| Radiokarbonjahre vor 1950 (BP) [ <sup>14</sup> C-Daten unkalibriert] |                 | Zeitabschnitte                                           | Pollenzonen nach FIRBAS (1949) | Vorherrschende Baumarten, u. a. nach SCHMEIDL 1972, BEUG 1976, RÖSCH 1979 | Flußgeschichte (Donau, Main) nach FRENZEL 1977, 1978; BECKER, 1978 u. SCHIRMER, 1983, 1988 | Kulturstufen                                          |
|----------------------------------------------------------------------|-----------------|----------------------------------------------------------|--------------------------------|---------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------|
| Jung-<br>Chr. Geb.                                                   | 1 000           | jüng. Teil<br>Subatlantikum                              | X                              | genutzte Wälder<br>Forste (Kiefern-<br>Fichten-Tannen-Zeit)               | Erosion<br>+ Akkumulation<br>mit Stammlagen                                                | Neuzeit<br>Mittel-<br>alter<br>Röm. Zeit<br>Eisenzeit |
|                                                                      | 2 800           | ält. Teil<br>Subatlantikum                               | IX                             | Buchenzeit                                                                |                                                                                            |                                                       |
| Mittel-<br>Holozän                                                   | 2 800           | <i>Klimaverschlechterung</i><br>Subboreal                | VIII                           | Eichenmischwald-<br>Buchenmischwaldzeit                                   | starke<br>Akkumulation<br>mit <i>Eichen-</i><br>Stammlagen                                 | Bronzezeit                                            |
|                                                                      | 4 500           | 2. <i>Klimaoptimum</i>                                   |                                |                                                                           |                                                                                            |                                                       |
|                                                                      | 6 000           | jüng. Teil<br>Atlantikum                                 | VII                            | Eiben-Zeit und<br>Eichenmischwald-Zeit                                    | Erosion und<br>Akkumulation                                                                | Neo-<br>lithikum                                      |
| Alt-<br>Holozän                                                      | 7 000-<br>6 500 | 1. Klima-<br>optimum                                     | VI                             | ( <i>Eiche, Ulme, Linde,<br/>Esche</i> )                                  | Erosion + Akku-<br>mulation mit <i>Ei-<br/>chen-</i> (Kiefern-)<br>Stammlagen              | Meso-<br>lithikum                                     |
|                                                                      | 8 000           | Boreal                                                   | V                              | Haselzeit                                                                 |                                                                                            |                                                       |
|                                                                      | 8 800           | Präboreal                                                | IV                             | Birken-Kiefernzeit                                                        |                                                                                            |                                                       |
|                                                                      | 10 300          | Jüngere Tundrenzeit                                      | III                            | Baumarme Kiefernzeit                                                      |                                                                                            |                                                       |
| Pleistozän<br>Jungpleistozän                                         | 10 800          | Alleröd-Interstadial                                     | II                             | Kiefern-Birkenzeit                                                        | <i>Laacher Bimstuff</i><br>Erosion v. a.                                                   | Jung-<br>paläo-<br>lithikum                           |
|                                                                      | 11 900          | Ältere Tundrenzeit                                       | Ic                             | Baumärmere<br>Birken-Kiefernzeit                                          | Akkumulation<br>v. a.                                                                      |                                                       |
|                                                                      | 12 400          | Bölling-Interstadial                                     | Ib                             | Birken-Wacholder-<br>Weidenzeit                                           | Erosion v. a.                                                                              |                                                       |
|                                                                      | 12 800          | Älteste Tundrenzeit                                      | Ia                             | Beginn der Birken-<br>ausbreitung<br>Waldfreie Zeit<br>(baumlose Tundra)  | Akkumulation<br>v. a.                                                                      |                                                       |
|                                                                      | > 15 000        | Würm-Hochglazial<br>(Maximum ca.<br>20 000-18 000 v. h.) |                                | Kaltsteppe                                                                |                                                                                            |                                                       |

### *Sinterkalk (Kalktuff, Alm), Kq*

Sinterkalke, auch Quellenkalke, als Ausfällungen aus stark kalkhaltigem Wasser sind hauptsächlich in den Moränen- und Schottergebieten in Südbayern verbreitet. Neben ungezählten kleinen Einzelvorkommen bestehen verschiedene größere Vorkommen. Zu den bekanntesten zählen Polling und Paterzell bei Weilheim und Dießen am Ammersee, das Mangfalltal bei Weyarn, das Glonn- und Moosachtal bei Grafing. Es wechseln vielfach feste **Kalktuffe** mit lockeren Kalkablagerungen aus Kalktuffsand und Schwemmtuff (JERZ 1983, 1993; KOVANDA 1983). In Nordbayern sind Sinterkalke weitaus seltener. Zu den interessantesten Bildungen zählen die „Steinernen Rinnen“ bei Treuchtlingen im Jura der Fränkischen Alb.

In feuchten Niederungen und in Moorrandgebieten finden sich lockere, feinkörnige Kalkausfällungen, die in Bayern als **Alm** (von terra alba) bezeichnet werden. Ausgedehnte Almausfällungen durchziehen das Dachauer und Erdinger Moos (VIDAL et al. 1966).

Die Höhepunkte der Sinterbildungen lagen in der „Postglazialen Wärmezeit“, d. h. im Atlantikum und im (frühen) Subboreal. In Polling ist eine fast durchgehende Entwicklung seit dem Präboreal nachgewiesen. Sinterkalke aus dem Riß/Würm-Interglazial sind am Lechufer bei Hurlach nördlich Landsberg erhalten; sie sind mit rund 120 000 Jahren vor heute datiert.

### *Torf, H*

Größere **Moore** mit mächtigen Torfschichten, d. h. organogene Sedimente mit über 30% organischer Substanz, sind in allen niederschlagsreichen Gebieten Bayerns verbreitet, im Alpenvorland und im Alpengebiet, ebenso im Bayerischen Wald, Fichtelgebirge und in der Hohen Rhön. Die Gesamtfläche der Moore beträgt rund 3% des Landes, das sind ca. 2 000 km<sup>2</sup>, davon  $\frac{3}{4}$  Niedermoore und  $\frac{1}{4}$  Übergangs- und Hochmoore (SCHUCH 1978: 71).

Im Alpenvorland und in den Alpentälern ist die Vielzahl der Moore nach der letzten Eiszeit in verlandeten Seebecken entstanden, vom Spätglazial und frühen Postglazial bis heute. Von hier sind auch die größten Torfmächtigkeiten bekannt; beispielsweise betragen sie im Murnauer Moor bis über 15 m. Noch vor rund fünfzig Jahren existierten über hundert Torfwerke; heute sind nur noch wenige in Betrieb. Das einst über 180 km<sup>2</sup> große Donaumoos hat seit seiner Kultivierung vor rund 200 Jahren etwa ein Drittel seiner Fläche durch Moorschwund eingebüßt.

### *Schwemmfächer und Schuttkegel; Hangschutt und Hanglehm; Bergsturzmassen; sk; hg; Bz*

Schürfende Gletscher und die in Glazialzeiten verstärkt wirksame Bach- und Flußerosion führten zu Übersteilungen an Talflanken und Felswänden und zu Übertiefungen in den Alpentälern und am Alpenrand. Die Folge sind die heute verbreitet labilen Hänge mit **Hangschuttbildungen** insbesondere in quartären Lockersedimenten (Moräne, Stauschotter, Seetone). An der Ausmündung von Seitentälern in übertiefte Haupttäler entstanden oft steile Schwemmkegel oder breite Schwemmfächer. Für einige größere Schwemmfächer ist ein Zusammenhang mit Klimaänderungen nachgewiesen (PATZELT 1987).

Hangschutt und Hanglehm sind zum Teil auch Produkte einer langen Zeit intensiver Verwitterung und Bodenbildung. In vielen Periglazialgebieten Bayerns sind an Unterhängen oft mehrere Meter mächtige Schuttmassen angehäuft.

Bergstürze mit mindestens 1 Million Kubikmeter Blockmassen wie auch eine große Anzahl (kleinerer) Felsstürze haben sich sowohl in Kaltzeiten wie auch in Warmzeiten des Quartärs ereignet. Einige größere **Bergstürze** sind in überraschend junger geologischer Vergangenheit niedergegangen.

Der Bergsturz von Eibsee–Grainau auf der Nordseite der Zugspitze, mit 300–400 Millionen m<sup>3</sup> der größte Bergsturz in den bayerischen Alpen, ist rund 3700 Jahre alt (JERZ & v. POSCHINGER 1995). In diese junge postglaziale Zeit sind auch die Bergstürze von Hintersee/Ramsau bei Berchtesgaden mit rd. 3500 Jahren vor heute (v. POSCHINGER & THOM 1995) und am Tschirgant im Inntal östlich Imst mit rd. 2900 Jahren vor heute (PATZELT & POSCHER 1993) datiert. Das Alter weiterer großer Bergstürze wie am Fernpaß und bei Marquartstein ist noch nicht bekannt.

Für verschiedene Bergstürze wird ein Zusammenhang mit dem Verschwinden des Permafrostes am Ende des postglazialen Wärmeoptimums vor ca. 3500 Jahren bis in Höhen um 2500 m oder/und mit Erdbeben nicht ausgeschlossen.

Älterer Hangschutt, z. T. auch mit Murschutt- und Felssturzmaterial vermengt, ist in zahlreichen Vorkommen im Gebirge zu einer oft sehr kompakten Breccie verbacken. Das Alter ist nur bei den wenigsten **Breccien** bekannt. Zu den bekanntesten zählen die Höttinger Breccie bei Innsbruck (? Riß/Würm-Interglazial), die Wimbach-Breccie bei Berchtesgaden, die Viererspitzen- und die Hochland-Breccie bei Mittenwald sowie die Schachen-Breccie bei Garmisch-Partenkirchen. Das große, vermutlich präißzeitliche Breccienvorkommen am Längenfeld nördlich der Alpspitze besteht nur in seinem südlichen Teil aus Felssturzmaterial; sein weitaus größerer Teil setzt sich aus Moränen-Nagelfluh zusammen. Die hochgelegene Törl-Breccie aus gerundeten und eckigen Blöcken in einer Scharte im Wetterstein-Hauptkamm wird als Klammfüllung in altquartärer Zeit erklärt.

### *Firneis, Gletscher, E*

In den bayerischen Alpen existieren heute nur noch einige wenige Gletscher. Seit Mitte des 19. Jahrhunderts ist ein starker Gletscherrückgang zu verzeichnen. Nach einer vorübergehenden Unterbrechung zwischen 1965 und 1979/80 ist der Gletscherschwund seit den 80er Jahren wieder verstärkt im Gange.

Bei einem Fortschreiten der gegenwärtigen Klimaentwicklung wird auf dem Zugspitzplatt lediglich der Nördliche **Schneeferner** auch zu Beginn des 3. Jahrtausends noch bestehen. Der Südliche Schneeferner, vor hundert Jahren noch der größte Gletscher im deutschen Alpenraum, ist heute bis auf einen Rest aus Firneis verschwunden. Günstiger für ein Fortbestehen sind die Voraussetzungen für den **Höllentalferner** nördlich der Zugspitze und für den **Blaueisgletscher am Hochkalter**, beide befinden sich in Nordexposition. Der ehemalige Watzmanngletscher bei Berchtesgaden besteht heute nur noch aus Firneis. Im Kartengebiet – jenseits der bayerischen Landesgrenze – liegen der Schwarzmilzferner in den Allgäuer Alpen, die Übergossene Alm am Hochkönig, der Große Gosau-, Hallstätter und Schladminger Gletscher im Dachstein-Gebiet.

Erwähnt sei auch das rezente Vorkommen von Permafrostes im Wettersteinkalk des Zugspitzgipfels (2962 m) in tiefreichenden Felsklüften. Es handelt sich möglicherweise um in Spalten erhaltenes Eis aus der letzten Eiszeit.

# 7 Tektonik

## 7.1 Grundgebirge

*JOHANN ROHRMÜLLER, HUBERT MIELKE & DIETER GEBAUER*

Nachfolgend wird ein kurzer zusammenfassender Abriss über den tektonischen Aufbau und die strukturelle Entwicklung des Grundgebirges in Bayern gegeben. Dies ist als Ergänzung zu den bereits in den Beschreibungen der Gesteinsfolge zur Abgrenzung der tektono-metamorphen geologischen Einheiten (Kap. 2) notwendigen Ausführungen anzusehen.

### 7.1.1 Strukturelle Entwicklung

Ausgehend von der Beobachtung der räumlichen Lagerung der Gesteine ist es zum Verständnis der Entstehung des Grundgebirges notwendig, die dreidimensionale Formveränderung der Gesteine in ihrer geologischen Entwicklungsgeschichte zu erfassen. Das Verteilungsmuster der Gesteine und ihr Gefüge sind das Ergebnis von Verformungsereignissen (**Deformationen**), die es zu rekonstruieren gilt.

Die Deformationsabfolge als Resultat der strukturellen Analyse eines Gesteines (Erfassen der räumlichen und zeitlichen Beziehung zwischen Mineralneubildung bzw. Mineralwachstum einerseits und deren Verformung andererseits) kann unter gewissen Voraussetzungen durch radiometrische Datierungen in feste Zeitabschnitte untergliedert werden. Im Idealfall könnte sich als Ergebnis der strukturellen Untersuchungen ein Deformationspfad für die Gesteine ergeben, der sowohl die zeitliche Entwicklung als auch die Druck- und Temperaturgeschichte umfaßt und ferner bei metamorphen Gesteinen auch Aussagen über die prämetamorphe Vorgeschichte zuläßt.

Im Falle der vorliegenden, teils polymetamorphen Grundgebirgseinheiten in Bayern ist dies selten möglich. Die zu beobachtenden Strukturen (Schieferungen, Falten und Lineationen) resultieren meist aus einer mehrphasigen Verformung der Gesteine, die darüberhinaus noch z. T. verschiedenen orogenen (gebirgsbildenden) Ereignissen zuzuordnen sind. Aufgrund dieser komplizierten Entwicklungsgeschichte können die vorliegenden Strukturen im metamorphen Grundgebirge unterschiedlich interpretiert werden. Als Beispiel sei hier nur auf die je nach Autor variierenden Entwicklungsmodelle (WURM 1923, TOLLMANN 1982, FRANKE 1984, WEBER & VOLLBRECHT 1986, BEHR 1992, WEBER 1992, STETTNER 1994, LAPP et al. 1994, DUYSER et al. 1995) für die Genese der Grundgebirgskruste am Westrand der Böhmisches Masse verwiesen (Deckenbau, Transpressionszone, Transtension, „foreland-dipping-duplex“-Strukturen, Subduktion und Rücküberschiebung, spät- bis postvariskische Krustenstapelung).

Tabelle 7.1-1: Zusammenfassende Gliederung der orogenen Phasen

|                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                 |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| <p><b>Cadomische Orogenese</b></p> <p>Cadomische Metamorphose in der ZTD durch die Kontaktmetamorphose von kambrischen Granitoiden in vorher regionalmetamorphen Schiefern nachgewiesen; im Moldanubikum s. str. keine Belege für eine cadomische Prägung; durch die Altersdaten detritischer Zirkone der Paragesteine ein cadomisch geprägtes Abtragungsgebiet belegt</p>                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                      |
| <p><b>Kaledonische Orogenese</b></p> <p>„Kaledonisch“ zu verstehen als zeitlicher Begriff für ordovizische und silurische Orogenesen; nur durch radiometrische Datierung fixiert: Prägung „moldanubischer“ Gesteine im Regensburger Wald und im Bayerischen Wald, Palitbildung, Anatexis; Granulit- und Eklogitbildung im Oberpfälzer Wald (Winklarn); in der ZEV und der MM Gabbrointrusionen und vermutlich HP-Metamorphose</p>                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                               |
| <p><b>Akadische (= frühvariskische) Orogenese</b></p> <p>Deckenbewegungen, Terranekollision Bohemikum/Moldanubikum; im Westteil des Tepla-Barrandiums (ZTD), der MM und der ZEV Ende der Metamorphose und Heraushebung unter 350–300° C vor ca. 370 ma, Metamorphosetyp: Mitteldruck/Hochtemperatur-Metamorphose</p>                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                            |
| <p><b>Sudetische (= variskische) Orogenese</b></p> <p>Kollision Laurentia/Baltica mit Gondwana, Deckenbewegungen, unterkarboner Flysch, Extensionsstrukturen im Moldanubikum s. str. und im Grenzbereich Moldanubikum s. str. zu Bohemikumeinheiten (amphibolitfazielle bis grünschieferfazielle Mylonitisierung); im Saxothuringikum und Moldanubikum Ende der Metamorphose und Heraushebung unter 350–300° C vor ca. 320 ma, Metamorphosetyp: Niederdruck/Hochtemperatur-Metamorphose; Aufschmelzungsprozesse in der unteren sowie mittleren Kruste und Bildung der Granit-schmelzen, ? induziert durch Fluide und/oder mafische Schmelzen aus Erdmantel und/oder thermische Aufheizung durch Aufsteigen asthenosphärischen Mantelmaterials nach Delamination subduzierter Lithosphäre; spät- bis postdeformative Intrusion der Granite und Diorite (vor 340 bis 280 ma); Spätvariskische Mylonitisierung, Blastomylonitbildung und Diaphthorese in Störungszonen (z. B. Zone Tirschenreuth-Mähring, Pfahlzone, Grenzbereich Moldanubikum-ZEV); Abschluß der duktilen Deformation im Grundgebirge Bayerns</p> |
| <p><b>Spät- und postvariskische Heraushebung und Bruchtektonik</b></p> <p>Permokarbone Molasseschuttfächer – Bildung der Rotliegendesedimentbecken, Rotliegendevulkanismus;<br/>dominierende Phase der großräumigen Extension (Perm bis Jura), Subsidenz der Süddeutschen Großscholle;<br/>Wende Perm/Trias: „rift- and wrench-tectonic“ (= Krustendehnung verbunden mit Seitenverschiebungskomponente) – Bildung der Quarzmineralisation am Bayerischen und Böhmisches Pfahl und Bildung der Flußspatgangmineralisationen im Nabburg-Wölsendorfer Revier;<br/>ab Unterkreide Auswirkungen der beginnenden Alpenorogenese (Kollisionsstrukturen)<br/>? Oberkreide/Alttertiär: Heraushebung des Westrandes der Böhmisches Masse und in Teilgebieten Aufschiebung des Kristallins auf das permomesozoische Vorland</p>                                                                                                                                                                                                                                                                                            |

Eine Untergliederung des Grundgebirges in Zonen mit unterschiedlicher Streichrichtung der Schieferungsflächen und/oder der Faltenachsen ist für die strukturelle Entwicklung wenig aussagekräftig, ebenso eine Untergliederung in Bereiche mit „s-tektonischem“ und „b-tektonischem“ Baustil (sensu STETTNER 1972, 1981). Entscheidend ist die Synthese von Kristallisation und Deformation sowie radiometrischer Datierung. Die Entstehungsgeschichte mit Sedimentation – Extrusion oder Intrusion der Magmatite – Subduktion – Deformation und Metamorphose (meist mehrphasig) – Exhumation bzw. Heraushebung stellt sich für die einzelnen tektonometamorphen Zonen des bayerischen Variszikums unterschiedlich dar.

Nach der **variskischen Orogenese** ab dem Oberkarbon sind die Gesteinseinheiten in unterschiedlichem Grad bei der Heraushebung durch bruchhafte Verformungsmuster gekennzeichnet. In die spät- und postvariskische Ära (ab 320 ma) gehört die deutliche segmentale Zerlegung des Grundgebirges. Dabei darf angenommen werden, daß ältere Bruchstrukturen mit unterschiedlichem Bewegungssinn wiederholt reaktiviert wurden. Das gilt besonders für die Bruchsysteme des Böhmisches und des Bayerischen Pfahls. Die in der Karte gangförmig erscheinenden Quarzausfällungen sind aus gestaffelt stehenden, flachlinsigen Quarzgebilden integriert. Die Quarzausscheidung erfolgte in mehreren Phasen, wobei die vorangegangenen Ausfällungen zerbrachen und wieder zementiert wurden. Das Alter der Pfahlquarzbildungen liegt wahrscheinlich bei 250 ma.

Störungen im Deckgebirge haben ihren Ursprung in Relativbewegungen des Grundgebirges. Die tertiären Basaltvorkommen Nordbayerns, die in lineamentartigen Strukturen auftreten, zeigen bis in den Erdmantel hinabreichende Brüche an.

## 7.1.2 Deformation und Metamorphose

### *Saxothuringikum*

Die Gesteine des **Frankenwälder Paläozoikums** sind meist nicht metamorph oder nur anchimetamorph geprägt. Die sedimentären bzw. vulkanogen-magmatischen Gefügestrukturen dominieren. Die Deformation mit der Anlage der SW–NE-streichenden Sattel- und Muldenstrukturen erfolgte in der variskischen Ära im Devon und Unterkarbon. Im Oberdevon und Unterkarbon ist eine intensive synsedimentäre Tektonik nachweisbar, teilweise mit Überschiebungen.

In den Gesteinen des **Fichtelgebirges** sind sedimentäre Strukturen meist noch erkennbar. Die Sedimentation mit magmatischen Phasen setzte im Kambrium ein und ist bis ins Unterkarbon belegbar. Ein Beginn der Sedimentation auf „älterem Sockel“ (postcadomische Diskordanz) ist bisher nicht faßbar (? kambrische Geröllhorizonte). Die Metamorphose und Deformation der Gesteine sind der **variskischen Ära zuzuordnen**. Kennzeichnend ist eine mehrphasige Niederdruckprägung. Die nach radiometrischen Mineraldatierungen dominierende variskische (um 330–320 ma) Niederdruck-Metamorphose ist älter als die Kontaktwirkung der Granite (320 ma) und jünger als eine flächenhaft reliktsch erhaltene Metamorphose unter mittleren bis niedrigen Druckbedingungen (evtl. frühvariskisch). Sie überstreicht den epizentralen bis mesozentralen Bereich und kulminiert über Chloritoid in der Staurolith-Almandin-Andalusit ( $\pm$ Sillimanit)-Zone, entsprechend Temperaturen von 580–640–C bei Drucken zwischen 3,5 und 5,5 kbar. Die Temperatur-Isograden steigen von SW nach NE an, wobei Temperatursprünge längs Störungen auftreten.

Der Faltenbau ist überwiegend SW-NE gerichtet (F1), dies entspricht dem Streichen des Fichtelgebirgsantiklinoriums. NW-SE-Achsen (F2) sind lokal entwickelt. Ihre Anlage erfolgte z. T. bereits semiduktil. Im **Spessart-Kristallin** dominiert eine jungvariskische amphibolitfaziale Mitteldruck (MP)-Metamorphose mit synkristalliner Deformation. Die lithologischen Einheiten streichen SW-NE.

### *Moldanubikum s. str.*

Im Moldanubikum s. str. sind sedimentäre Strukturen meist nur im großräumigen Wechsel zwischen unterschiedlichen lithologischen Einheiten erkennbar. Das Alter der prämetamorphen, sedimentären und magmatischen Edukte umfaßt den Zeitraum **Oberproterozoikum bis Silur**. Die Gesteine sind durch eine polyphase duktile Deformation und durch einen meist mehrphasigen Metamorphoseverlauf gekennzeichnet. Reliktischer Granat und Disthen belegen eine ältere Regionalmetamorphose im Moldanubikum s. str. (akadisch oder kaledonisch). Das Ende der dominierenden variskischen **Niederdruck/Hochtemperatur-Metamorphose** ist mit 330–320 ma (Glimmer und Monazit) datiert.

Teilbereiche mit **Eklogit-** und **Granulit**vorkommen sind entweder als eingeschuppte Deckenreste oder als Beleg für eine ältere Mitteldruck/Hochdruck-Metamorphose (um 425 ma) anzusehen. Radiometrisch belegt ist im Bayerischen Wald und im Regensburger Wald ein kaledonisches Ereignis mit der Bildung von Anatexiten. In den moldanubischen Metamorphiten liegt eine polyphase Deformationsabfolge vor. Die ältesten zu beobachtenden Schieferungsgefüge sind meist als Interngefüge in Mineralen wie Granat erhalten. Aus der Orientierung der Faltenachsen generell zu schließen, ob sie jünger oder älter ist als eine andere, ist über den Gesamttraum des ostbayerischen Moldanubikums gesehen nicht möglich. In den einzelnen Teilräumen liegen unterschiedliche Abfolgen der Deformationsrichtungen vor. Im nordoberpfälzer Moldanubikum überfalteten NW-SE-orientierte Falten ältere NE-SW-streichende Falten. Im Gebiet um Waldmünchen werden ältere NW-streichende Falten von jüngeren NNE-streichenden Falten überformt. Im Künischen Gebirge werden ältere NE-orientierte Falten von NWSE-streichenden Falten überprägt.

### *Bohemikum (ZEV, MM, GAM)*

Sedimentäre Strukturen sind meist nur im großräumigen Wechsel zwischen unterschiedlichen lithologischen Einheiten erkennbar. Die Gesteine zeigen z. T. eine polymetamorphe Entwicklung mit einer dominierenden frühvariskischen **Mitteldruck-Hochtemperatur-Metamorphose** um 390–380 ma (Disthen-Sillimanit-Granat-Biotit in Paragneisen). Meist nur in Metabasiten existieren Belege für ältere Hochdruck-Metamorphose (Eklogit, Granulit), deren Alter noch nicht eindeutig geklärt ist (frühordovizisch in der ZEV und unterdevonisch in der MM). In der Zone von Tepla-Domazlice (ZTD) kann eine cadomische Metamorphose nachgewiesen werden. Die ZEV, die MM und die GAM sind durch polyphas angelegte tektonische Strukturen und einen Decken- bzw. Schuppenbau gekennzeichnet.

In der **Münchberger Masse** (MM) liegt ein metamorph invers gelagerter Deckenstapel vor, die Gesteine zeigen eine komplexe Deformationsentwicklung. MP-metamorph gebildete Minerallineationen streichen NE-SW, und Schersinnindikatoren zeigen eine Bewegung der Hangendscholle nach SW an. Im Devon vollzog sich eine Um-



orientierung des Stress-Feldes von NE-SW-Bewegungen zu WNW-ESE, die finale NW-gerichtete Platznahme des Deckenstapels erfolgte im Unterkarbon.

In der Zone von **Erbendorf-Vohenstrauß** (ZEV) dominiert steiles bis halbsteiles (ca. 45°) Einfallen der Schieferungsflächen, meist nach SW. Den Nordteil und den Südteil bilden Mylonitzonen. Der Ostrand wird durch eine nach SW einfallende duktile Scherzone gebildet, an der das östlich anschließende Moldanubikum s. str. im Oberkarbon herausgehoben wurde.

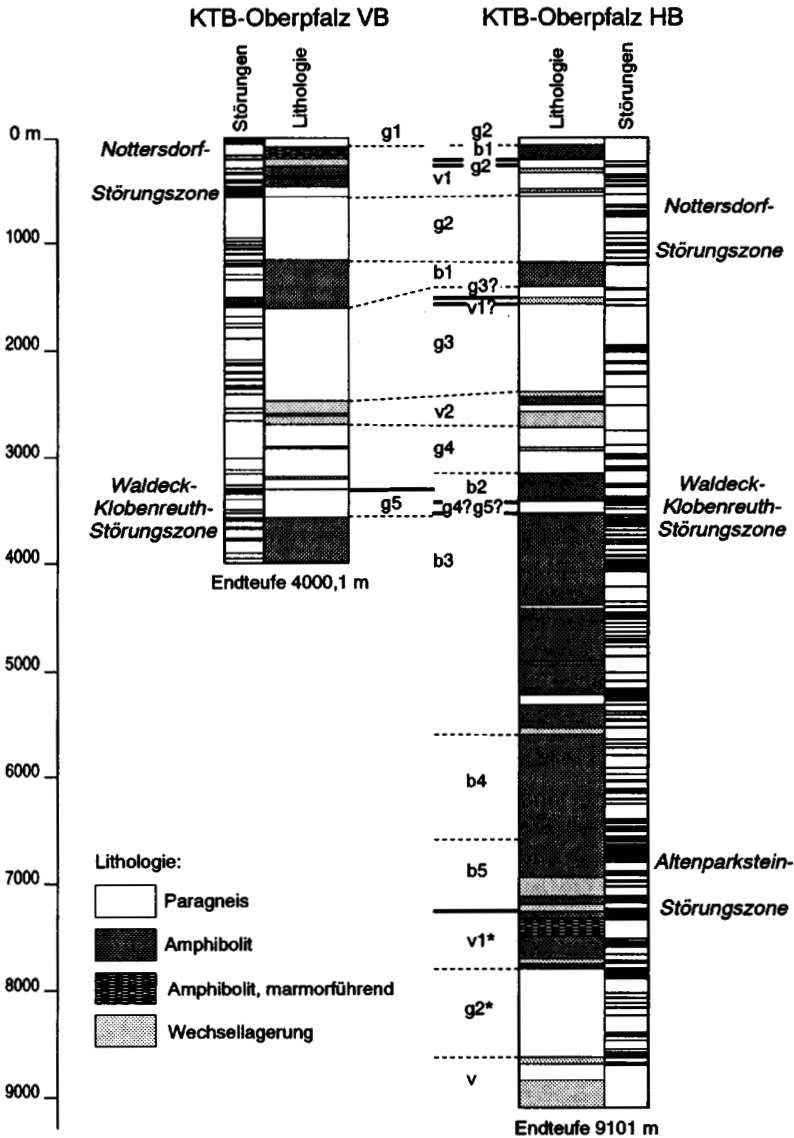


Abb. 71-1 Geologische Profile der KTB-Vorbohrung und der KTB-Hauptbohrung (HIRSCHMANN im Druck).

In der **Gabbroamphibolitmasse** (GAM) wurde ein cadomisch metamorphes Basement im Oberkambrium bzw. Unterordovizium von basischen bis intermediären Plutoniten intrudiert, die eine Kontaktmetamorphose in den Rahmengesteinen verursacht haben. Im Randbereich der GAM erfolgte eine Mitteldruck/Hochtemperatur (MP/HT)-Mylonitisierung (Amphibolitmylonite) der Gesteine, vermutlich im mittleren bis unteren Devon. Schersinnindikatoren und Lineationen belegen eine SW-gerichtete Aufschiebung. Der Grenzbereich zum Moldanubikum s. str. wurde noch jungvariskisch überprägt.

### 7.1.3 Strukturelle Ergebnisse der Kontinentalen Tiefbohrung Windischeschenbach/Oberpfalz (KTB)

Nach einem umfangreichen Voruntersuchungsprogramm für eine Kontinentale Tiefbohrung in der Bundesrepublik Deutschland wurde im September 1986 die Entscheidung zugunsten des Standorts Oberpfalz als Bohrpunkt für die Kontinentale Tiefbohrung getroffen.

Die KTB-Bohrlokation Windischeschenbach liegt im Nordteil der **Zone Erbdorf-Vohenstrauß** (ZEV). Die Kontinentale Tiefbohrung mit 9101 m Bohrtiefe hat nicht wie ursprünglich erwartet diese Deckeneinheit durchbohrt. Sie lieferte aber eine Vielzahl von neuen Erkenntnissen über den strukturellen Aufbau des Westrandes der Böhmisches Masse. Die über das fast gesamte Bohrprofil der Vor- und Hauptbohrung meist steilgestellten ZEV-Einheiten können in drei sich lithologisch und strukturell unterscheidende Abschnitte untergliedert und mit der Oberflächengeologie des KTB-Umfeldes gut korreliert werden (HIRSCHMANN im Druck). Der obere Abschnitt der Hauptbohrung bis 3160 m sowie die Vorbohrung bis 3050 m wird hauptsächlich aus Paragneisen mit Einschaltungen von „bunten“ Wechsellagerungen und Metabasiten aufgebaut. Der mittlere Abschnitt bis 7260 m bzw. 7300 m besteht fast ausschließlich aus Metabasiten. Der untere Abschnitt der KTB-Bohrung bis zur Endtiefe bei 9101 m setzt sich wiederum aus Paragneisen und Wechsellagerungseinheiten zusammen; diese können teilweise gut mit Einheiten des oberen Abschnitts korreliert werden. Diese Profilwiederholung ist mit einer Aufschiebung am NE-einfallenden Fränkischen Lineament zu erklären, das im Bohrprofil mit einer Störungszone zwischen 6860 m und 7300 m erbohrt wurde (Abb. 7.1-1).

Charakteristisch für die Bohrprofile der Vor- und Hauptbohrung ist das Auftreten von bruchhaften **Deformationsstrukturen** und kataklastischen **Störungszone**n, häufig verbunden mit Graphitführung und Sulfidvererzung, die in Verbindung mit der spät- bis postvariskischen Heraushebung der Kristallineinheiten zu sehen ist (ZULAUF 1990).

Die Gesteine fallen meist nach SW ein wie in den umgebenden Oberflächenaufschlüssen. Alle metamorphen Gesteinseinheiten der KTB-Bohrungen sind durch eine Mitteldruck-Metamorphose bei ca. 6–8 kbar und 650–700°C geprägt, zeigen aber z. T. eine komplizierte Metamorphosegeschichte und einen variierenden Metamorphoseverlauf. So kann in Teilen der Metabasite eine eklogitfazielle Hochdruck-Metamorphose und eine nachfolgende granulitfazielle Überprägung nachgewiesen werden. Das Alter dieser gemeinsamen amphibolitfaziellen Mitteldruck-Metamorphose liegt bei etwa 390–380 ma. Anschließend wurden die Gesteine relativ rasch herausgehoben und unter 300°C abgekühlt. Die Analyse der Hebungsgeschichte der KTB-Gesteine und des

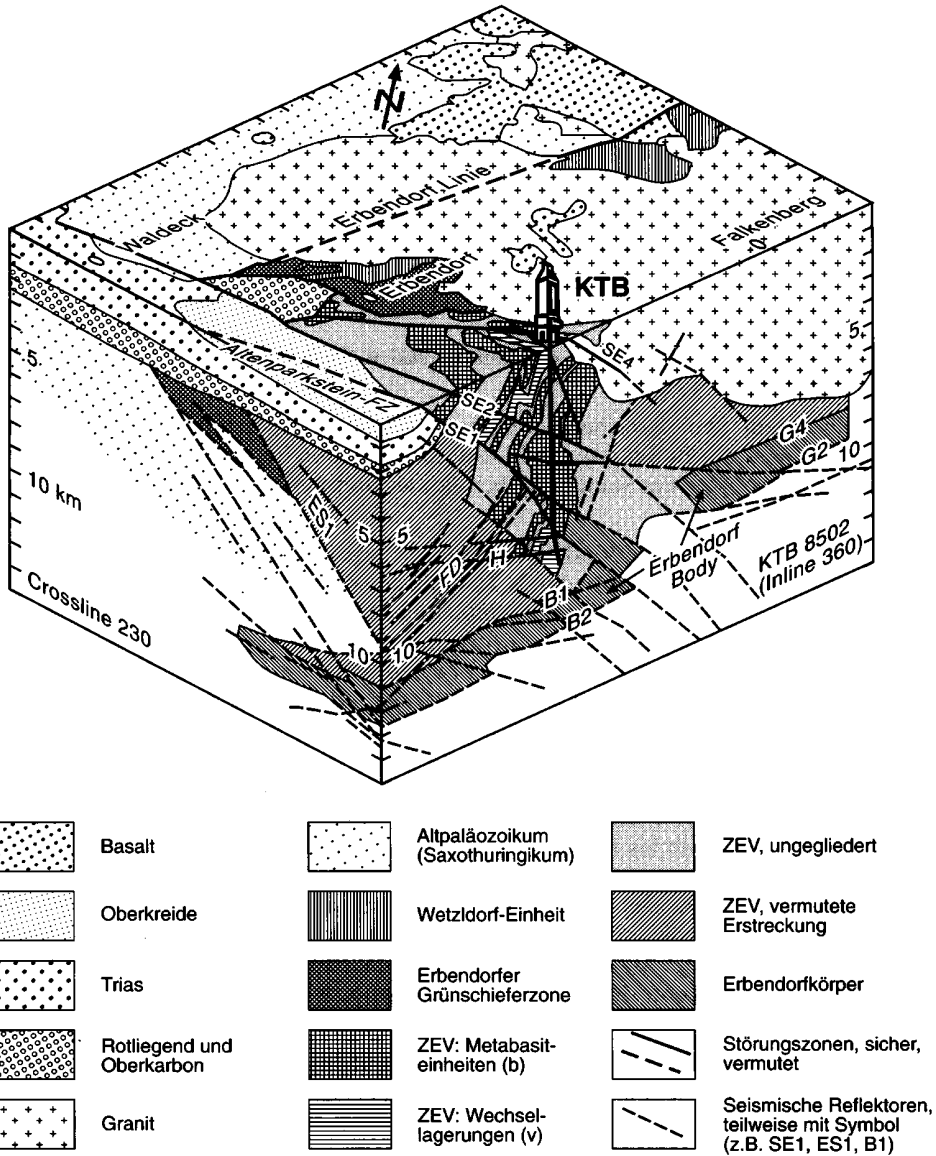


Abb. 7.1-2 Schematisches Blockbild mit der geologischen Situation im KTB-Umfeld (HIRSCHMANN im Druck).

Umfeldes zeigt, daß mehrere Phasen unterschieden werden können (COYLE & WAGNER 1995, PETEREK et al. 1994), z. B. an der Wende Perm/Trias, in der Unterkreide sowie am Übergang Oberkreide/Alttertiär.

Die fehlenden Gradientenprofile (Metamorphose, radiometrische Alter) im Bohrprofil werden von DUYSER et al. (1995) durch eine mehrfache Stapelung eines be-

stimmten „ZEV“-Krustenstockwerks erklärt (kompressionstektonische Krustenverdickung), das durch die KTB erhohrt wurde. Diese **kreatazische Schuppenstapelung** mit der Fränkischen Linie als frontale Rampe geht nach diesem Modell von einem Abscherhorizont in 9–10 km Tiefe aus.

In der Vielzahl von geophysikalischen Untersuchungen hat vor allem das Projekt der ISO 89 (**Integrierte Seismik Oberpfalz 1989**, 3D-Seismik) wesentliche neue Beiträge zum Verständnis des Krustenaufbaus im KTB-Umfeld geliefert. Die Datenauswertung konnte in ein geologisch-tektonisches Modell umgesetzt werden, mit dem vor allem die spät- und postvariskischen, bruchhaften Störungszonen und deren Verlauf herausgearbeitet wurden (**Abb. 7.1-2**).

Indirekte Aussagen zum Krustenaufbau erbrachte die geothermische Auswertung der KTB-Bohrung. Bis ca. 1000 m Tiefe entsprach der Temperatur-Gradient dem prognostizierten Wert von etwa 21 °C /km. Nach einer raschen Zunahme stellte sich jedoch unter 1500 m ein konstanter Temperatur-Gradient von 29–30 °C /km ein. Im Bohrloch-tiefsten dürfte die Gleichgewichtstemperatur bei ca. 275 °C liegen.

Eine übersichtliche Zusammenfassung der Ergebnisse der KTB wird in der Zeitschrift Geowissenschaften 4/1995 der Alfred-Wegener-Stiftung wiedergegeben.

## 7.2 Deckgebirge nördlich der Donau

WALTER FREUDENBERGER

### 7.2.1 Süddeutsche Großscholle im Überblick

Das Deckgebirge gehört zur Süddeutschen Großscholle. Diese wird im S durch die alpine Faltenmolasse (**s. Kap. 7.4.2**), im N durch die Rhenoharzynische Suturezone, im E durch die Böhmisches Masse und im W durch den Rheintalgraben geologisch begrenzt (CARLÉ 1955). Ihre heutige Gestalt wird im W und E von einem großräumigen variskischen Störungsmuster vorgezeichnet mit dextralem Verschiebungssinn gegenüber der Böhmisches Masse und sinistralen Verschiebungssinn im Bereich des späteren Rheintalgrabens (WEBER 1995 a). **Abbildung 7.2.-1** zeigt die Lage der Süddeutschen Großscholle und angrenzende Gebiete.

Das Grundgebirgsstockwerk der Süddeutschen Großscholle gehört im Sinne der Gliederung nach KOSSMAT (1927) der Saxothuringischen und der Moldanubischen Zone des mitteleuropäischen Variszikums an. Es ist nur im Odenwald und Spessart über Tage erschlossen (**s. Kap. 2**). Im übrigen wird der kristalline Untergrund der Großscholle, das paläozoische und präkambrische Grundgebirge (Basement), von einem mächtigen Deckgebirge mesozoischer und jungpaläozoischer Schichten überlagert, das in Rotliegend-Senken z. T. mehr als 1500 m Mächtigkeit erreicht. Nach S steigt die Oberfläche des Kristallins in Richtung Donau auf gebietsweise nur 300 m unter Geländeoberkante an (WALTER 1992). Zum Alpenrand hin taucht sie auf ca. 7 km ab (BANKWITZ et al. 1995).

Mit der Regression am Ende des Jura begann die Festlands- und Landschaftsentwicklung Süddeutschlands mit einer tiefgreifenden Abtragung des Deckgebirges, in den Hebungsbereichen des Odenwalds und des Spessarts bis zur Freilegung des kristallinen Sockels im Tertiär. Während des Tertiärs wurde im S die mächtige Molasse

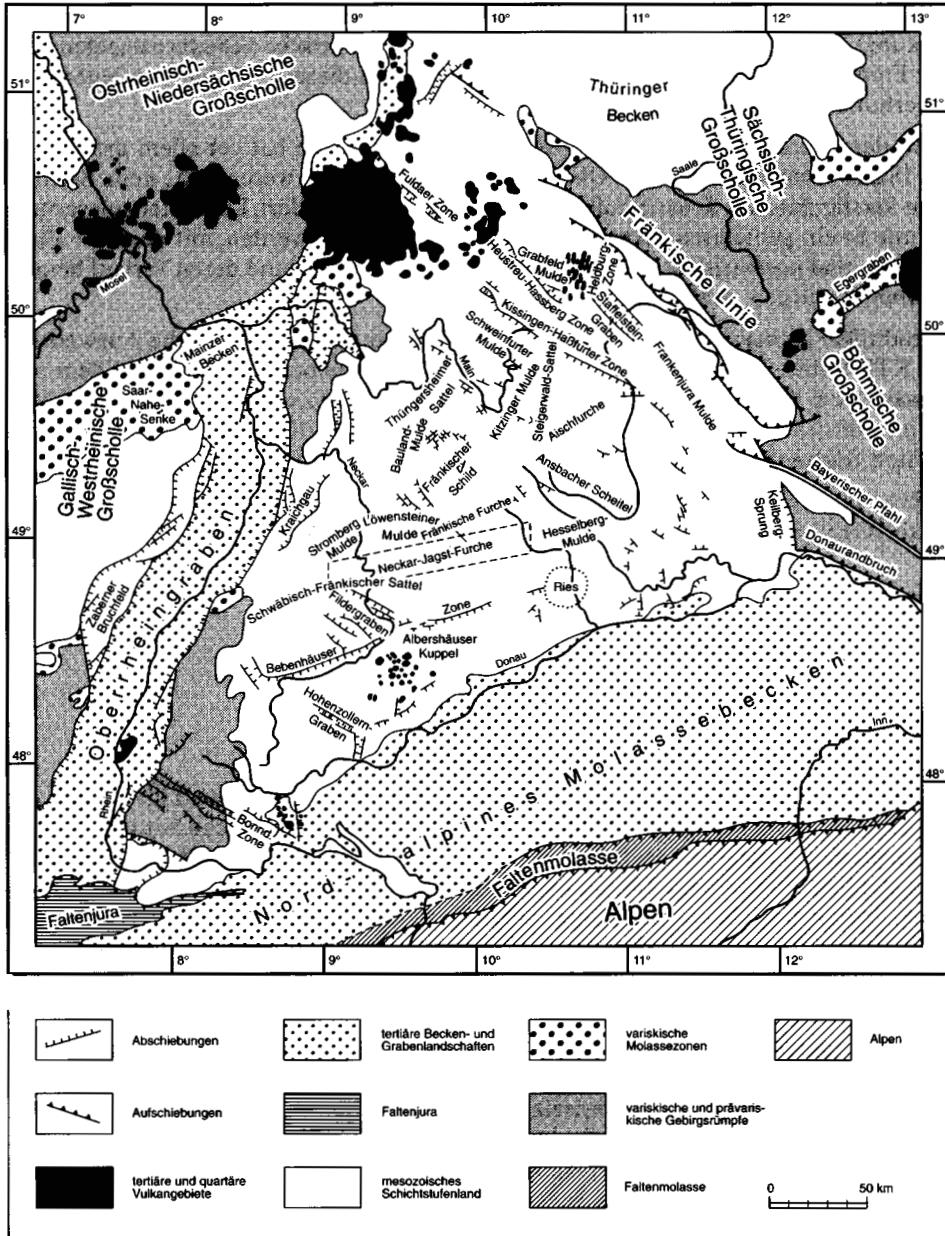


Abb. 7.2-1 Süddeutsche Großscholle und angrenzende Gebiete (nach DÜRR 1982: 85).

sedimentiert (s. Kap. 4). Vom Odenwald und Spessart aus fallen die mesozoischen Deckschichten flach nach E bzw. SE ein. Diese Schiefstellung der Großscholle sowie die unterschiedliche Erosionsanfälligkeit der einzelnen Schichtglieder bewirkten die landschaftliche Gliederung, die für Schwaben und Franken sehr charakteristische **Schichtstufenlandschaft** (vgl. Beil. 1). Die Stufenränder haben sich seit dem Tertiär in südöstliche Richtung verschoben. Ihr heutiger Verlauf entspricht der strukturellen Gliederung der Süddeutschen Großscholle in flache Mulden und Sättel, Furchen und Schilde (WALTER 1992). Die jüngste Entwicklungsstufe der Scholle wird von vorwiegend jungtertiärem Vulkanismus begleitet.

**Literatur:** Entwicklungsgeschichte und Geodynamik: BLUNDELL et al. [Hrsg.] 1992, SCHRÖDER [Hrsg.] (1995), WALTER (1992); Tektonik des nordbayerischen Schichtstufenlandes: CRAMER (1964 c), SCHWARZMEIER (1981 b).

## 7.2.2 Süddeutsche Großscholle im bayerischen Raum

### *Begrenzung*

Der Ostrand der Süddeutschen Großscholle wird gegenüber der östlich anschließenden Böhmisches Großscholle durch mehrere NNW–SSE- bis NW–SE-streichende Störungszonen markiert. Die Einzelsegmente dieses Bruchsystems sind als Fränkische Linie, Pfahlstörung und Donaurandbruch bekannt, wobei die Fränkische Linie die Grenze zum Thüringer Wald, Frankenwald und Fichtelgebirge bildet, der Nordwestteil der Pfahlstörung und der Donaurandbruch zum Moldanubischen Kristallin des Bayerischen Waldes (vgl. Beil. 8).

Diese Bruchtektonik sieht man heute im Zusammenhang mit der mediterranen Plattentektonik. Man deutet die Einengungsformen (kompressive Deformationen) an den vorwiegend herzynischen Strukturelementen als Auswirkungen der Kollisionsfront des alpidischen Orogens (VOSSERBÄUMER 1985, ZIEGLER 1987). Die Anlage der Störungen ist durch mehrphasige Entwicklung gekennzeichnet und scheint im höheren Karbon (Stefan) zu beginnen. Die jüngsten Bewegungen reichen bis ins Quartär (SCHRÖDER 1976, 1990). Wiederholte Phasen im km-Bereich liegender vertikaler Blockbewegungen (Permokarbon, tiefere Trias, Unter- und Oberkreide) sind mit horizontaler Kompression korrelierbar (PETEREK et al. 1994). Die mehrfach in Erscheinung tretende NNE–SSW bis N–S-Orientierung der Paläospannungsrichtung schräg zu den überwiegend NW–SE-streichenden Störungslinien bedingt einen dextralen Bewegungsanteil (PETEREK et al. 1994). MATTERN (1995) postuliert für die **Fränkische Linie** aber auch sinistrale Reaktivierung während des Rotliegend.

Das östliche Störungssystem wird charakterisiert durch eine teils fiedrig angeordnete, teils staffelartige Bruchtektonik, die aus dem Kristallin der Böhmisches Masse ins mesozoische Deckgebirge hinausläuft. Die Sprunghöhe der Fränkischen Linie beträgt mancherorts mehr als 2 000 m (v. FREYBERG 1969, ERNSTSON 1982). Nach MEYER (1989 a) wurde das Grundgebirge östlich dieser Linie bis ins Unterperm wahrscheinlich sogar 4–5 km herausgehoben. Die Fränkische Linie ist im heutigen Anschnittsniveau eine bis 20 km breite Störungszone, die sich von der eigentlichen Hauptaufschiebung der Böhmisches Masse auf das Tafelgebirge der Süddeutschen Großscholle im E (Fränkische Linie i. e. S.) bis zur Nördlichen Frankenalb im W erstreckt (PETEREK & SCHRÖDER 1995). Während die unmittelbaren Randstörungen in der Regel große Verwerfungsbe-

träge bis über 1 km aufweisen, verteilt sich im Fichtelgebirgsvorland die Gesamtsprunghöhe auf eine ganze Reihe NW-SE-streichender Störungen und Verwerfungen mit jeweils kleinen Sprunghöhen (vgl. STREIT 1977). Deshalb hat der Grundgebirgsrand dort insgesamt flexurartigen bzw. treppenartigen Charakter (STETTNER 1994, vgl. EMMERT 1981 c, 1986). Während die Fichtelgebirgsschwelle (-gewölbe) spätvariskisch angelegt worden ist, ist das im Vorland durch den bogenförmigen Verlauf der permotriadischen Schichten angezeigte Gewölbe pliozänen Alters (EMMERT 1994).

Die ähnlich bedeutende **Pfahl-Störungszone** läßt sich von Sulzbach über 200 km bis in den Raum Linz/Donau verfolgen. Sie war über einen Zeitraum von etwa 445 Millionen Jahren (Ober-Ordoviz bis Miozän) aktiv (MIELKE 1989). Die Fortsetzung der Pfahlzone reicht in Form der Amberg-Sulzbacher Störungszone, Hollfelder, Staffelsteiner und Lichtenfelder Störungszone weit nach NW. Die Interpretation reflexionsseismischer Sektionen läßt vermuten, daß die Freihunger- und wahrscheinlich auch die Sulzbacher Störungszone permokarbonzeitlich als ostfallende synsedimentäre Abschiebungen funktionierten (MÜLLER 1994). Zur Inversion mit der heutigen westvergenten Aufschiebung kam es bei ihrer Wiederbelebung nach der Unterkreide. Die Einengung erfolgte durch die Aufschiebung der Böhmisches Masse. Die dadurch tiefergelegte Westscholle war wegbereitend für die Oberkreide-Transgression. Für die **Luhe-Linie**, die die Permokarbon-Basis um ca. 1850 m verwirft, werden prätriadische synsedimentäre Bewegungen angenommen (MÜLLER 1994).

Diese Strukturelemente zusammen mit der Fränkischen Linie begrenzen einen Schollenstreifen (Obermain-Naab-Bruchschollenland) mit herzynisch streichenden Verbiegungen, Bruchtektonik und sehr starker Zergliederung. Zu diesen Verbiegungen zählen die Hahnbacher Kuppel mit dem Eschenfeldener Gewölbe, die Kaltenbrunner Kuppel, das Creußener Gewölbe, der Krappenberg-Sattel, der Marktzeulner Sattel, der Kirchleuser Sattel, die Mulde von Kirchenlaibach und die Vilsecker Mulde. Wichtige bruchtektonische Elemente mit bedeutenden Aufschiebungen sind die **Kulmbacher Störung** mit bis 900 m und die **Freihunger Störung** bis 1300 m Sprunghöhe. Diese komplex zusammengesetzte Grabenzone vor dem Westrand der Böhmisches Masse enthält Sedimentmächtigkeiten von mehr als 1500 m. Nach SCHRÖDER (1988) werden im Weidener Becken des Naab-Trogs bis zu 4000 m Mächtigkeit erreicht. Die Versatzbeträge an den Hauptstörungen sind entsprechend sehr hoch (um 2000–4000 m).

Ein weiteres bruchtektonisches Begrenzungselement ist zwischen Deggendorf und Regensburg der **Donaurandbruch** mit über 1300 m Sprunghöhe. Westlich Regensburg fiedert er auf und zeigt südfallende Tendenz. Flexuren in Verlängerung des Donaurandbruchs gehören der Schwarzwald-Bayerwald-Linie bzw. Bebenhäuser Zone an. Zwischen Pfahlzone und Donaurandbruch begrenzt nördlich von Regensburg die eggisch (NNW-SSE) verlaufende Keilberg-Störung als Großschollenrand das Kristallin der Böhmisches Masse mit Sprunghöhen bis 1200 m. Von diesen Störungen begrenzt liegt die Bodenwöhrer Senke zwischen den pultartig herausgehobenen Grundgebirgsschollen des Regensburger Waldes im S und des Oberpfälzer Waldes im N. Unter gleichzeitiger, mehrfacher, ruckartiger Hebung des Kristallins nördlich des Pfahls brach dieser Halbgraben ab dem Oberturon ein (MEYER 1989 a, 1993 a).

Das nach S abtauchende Basement moldanubischer Prägung der Böhmisches Großscholle ist bruchtektonisch geprägt. Es werden herzynisch (WNW-ESE) und eggisch (NNW-SSE) streichende Strukturen verknüpft. Nach UNGER & SCHWARZMEIER (1987) sind die heute unter Tertiär-Bedeckung im Untergrund lagernden Grundgebirgs-

hochlagen, das **Aidenbach-Griesbacher Hoch** im E und das **Landshut-Neuöttinger Hoch** im W strukturell, genetisch und tektonisch Bestandteile der Böhmisches Masse. Diese Kristallinohochs werden durch den Braunauer Trog, der gegen NW in die Regensburg-Straubinger Senke ausläuft, getrennt. Weitere gleichgeordnete Störungen zerlegen nach UNGER (1987 a) den tieferen Untergrund in eine Folge von regional begrenzten Hochlagen und Senken (Schierling-Störung, Laaber Senke). Südöstlich Deggendorf fiedert der Donaurandbruch bogenförmig nach S auf und schwenkt dann nach E bis zum Rieder Abbruch in einer Abschiebungstreppe um (Pockinger Abbruch, mit bis zu 900 m Sprunghöhe). Den speziellen tektonischen Werdegang des südostbayerischen Raumes beschreibt H. J. UNGER in **Kapitel 7.3**.

Als Südrand des von alpidischer Deckentektonik nicht mehr betroffenen Teils der Süddeutschen Großscholle gilt die Grenze zwischen ungefalteter Vorlandmolasse und gefalteter Molasse vor dem Alpennordrand. Bis zu dieser Grenze (Linie Bregenz-Kempen-Peißenberg-Prien-Traunstein-Laufen) wurde der Schollenrand der Süddeutschen Großscholle während jungtertiärer Bewegungen durch das Alpenorogen nach N überschoben (s. **Kap. 7.4.2**). Das **Molassebecken** entstand im Obereozän durch das von S nach N fortschreitende flexurartige Abbiegen des Untergrundes (Subduktion der Europäischen Platte unter die Adriatisch-Afrikanische Platte) (BACHMANN & MÜLLER 1995). Die mit der Verbiegung der Europäischen Platte verbundene Aufweitung des Beckenuntergrundes drückt sich in nordfallenden antithetischen – seltener südfallenden synthetischen – Abschiebungen aus, wobei das Zentrum der Antitheterbildung mit fortschreitender Abbiegung der Platte nach N wanderte. Entsprechend dem Druck aus S wurde auch die Muldenachse des Molassebeckens im Laufe des Tertiärs von S nach N verlegt. Die heutige Muldenachse der Molasse verläuft etwa auf der Linie München-Mühlendorf. Der Senkungsvorgang des Molassebeckens erfolgt nicht bruchtektonisch, sondern als bruchlose Einmuldung. Demgegenüber befanden sich die Böhmisches Masse nördlich der Muldenachse sowie die Alpen südlich der Muldenachse schon früher in Hebung.

### *Verbiegungen*

Die tektonischen Bauelemente innerhalb der Süddeutschen Großscholle sind teils weitgespannte Aufwölbungen und Einmuldungen, teils weit durchziehende Bruchzonen. Die Schichtverbiegungen zeigen keine ausgeprägten Längsachsen, die Bruchtektonik hingegen ist durch bevorzugte Richtungen charakterisiert (s. u.). Der tektonische Bau in Mainfranken wird durch die **Spessart-Rhön-Schwelle** bestimmt (vgl. **Beil. 1**). Ihr Verlauf folgt der Mitteldeutschen Kristallinschwelle des variskischen Untergrundes (WALTER 1992). Die Heraushebung der Spessart-Rhön-Schwelle bewirkte das generelle Südost-Einfallen des mesozoischen Deckgebirges. Südöstlich dieser Schwelle verlaufen mit gleicher Streichrichtung weitere Sättel und Mulden von geringerer Größenordnung. Hierzu zählen der **Thüngerheimer Sattel**, die Hochzone von Gerchsheim-Kist-Maidbronn und der Uffenheimer Sattel. Die zugehörigen Mulden sind die **Zellinger Mulde**, die **Bauland-Mulde**, die Zeller Mulde und die Bergheimer Mulde. Im erzgebirgischen Streichen (NE-SW) dieser Strukturlinien paust sich der Bauplan des paläozoischen Sockels durch das Deckgebirge. In Unterfranken vergittern sich diese erzgebirgischen Strukturen mit herzynisch streichenden Aufwölbungen und Einmuldungen (vgl. BÜTTNER & FREUDENBERGER 1994). Zu diesen Aufwölbungen zählen: der Sattel von Willmars-Bibra, der **Kissingen-Haßfurter Sattel**, das Volkacher Gewölbe; zu den



entsprechenden Einmuldungen: die **Grabfeld-Mulde** und die **Schweinfurter Mulde**. Tektonische Hochgebiete im Zentrum der Süddeutschen Großscholle sind der breite **Fränkische Schild** westlich Rothenburg o. d. T. und der Colmberger Schild südlich Bad Windsheim. Ein Seitenast der ENE-streichenden Fränkischen Furche trennt diese Hochgebiete (SCHWARZMEIER 1981 b). Jenseits der Fränkischen Furche setzt sich die Hochzone im **Ansbacher Scheitel** nach SE fort, der die auffällige Umbiegung des Alblandes von der ENE- in die NNW-Richtung verursacht. Zwischen Fränkischen Schild/Ansbacher Scheitel und Schwarzwald-Bayerwald-Linie schieben sich parallel zur Bruchtektonik die Neckar-Jagst-Furche und **Hesselberg-Mulde** ein.

Parallel zum Nordostrand der Süddeutschen Großscholle verläuft die **Frankenalb-Furche**. Dieser bedeutende Muldenzug beginnt mit der Grabfeld-Mulde im N und erstreckt sich über den bruchtektonisch geprägten Staffelsteiner Graben, die Hollfelder, Veldensteiner, Kallmünzer und Regenstauer Mulde bis nach Regensburg. Nach SE setzt sich diese Tiefenstruktur über die Regensburg-Straubinger und Laaber Senke sowie über den Braunauer Trog bis über den Inn hinaus fort.

### *Verwerfungen (Störungen)*

Die Geologische Karte zeigt ein Störungsmuster, besonders engmaschig an den Rändern der Süddeutschen Großscholle, während ihr Inneres relativ leer ist. Dieses Störungsmuster wurde langfristig und mehrphasig angelegt (VOSSMERBÄUMER 1985). Es entstanden vorwiegend herzynisch (WNW-ESE) streichende Brüche, Dehnungsstrukturen, die späterer Einengung unterlagen, wobei die Beanspruchungsfolge sich mehrfach wiederholte und Mischformen entstehen ließ. Die Verformung äußert sich in Flexuren, Abschiebungen, Stauchungen, Fältelungen, Aufschiebungen und sogar Überschiebungen an den Schollenrändern. Im äußersten N Bayerns kann die Bruchtektonik auch vom Salinar des Zechsteins beeinflusst sein. Bruchtektonisch besonders intensiv ist der Nordostrand der Süddeutschen Großscholle zerlegt, insbesondere der Bereich zwischen Frankenalb-Furche und Fränkischer Linie, das sogenannte **Obermain-Naab-Bruchschollenland** (s. o.).

Die Bruchtektonik im Innern der Süddeutschen Großscholle ist auf nordbayerischem Gebiet überwiegend durch herzynisch streichende Störungszonen charakterisiert. Diese zeigen mehrphasige Zerrungs- und Pressungsbeanspruchungen (Gräben und Horste) (vgl. BÜTTNER 1989). **Sehr schmal und langgestreckt sind die Heustreuer Störungszone**, die Kissingen-Haßfurter Störungszone und die Störungszone von Wipfeld-Prichsenstadt ausgebildet (vgl. FREUDENBERGER 1994). Die Heustreuer Störungszone beginnt in der Hohen Rhön und hat ihre südöstliche Fortsetzung im Haßberg-Graben. Die **Kissingen-Haßfurter-Störungszone** ist südostwärts über den nördlichen Steigerwald bis Bamberg zu verfolgen. Ihre Fortsetzung nach NW scheint in der Fuldaer Grabenzone zu liegen (WALTER 1992). Im Gegensatz zu diesen schmalen Störungszonen zieht die von Karlstadt-Würzburg-Kitzingen in breiter Front aus dem Spessart heraus und klingt am Fuße des Steigerwaldes aus. Ein kleineres Element stellt die Grettstadter Störungszone dar. Weitere Brüche herzynischer Richtung durchschlagen die Rhön, durchsetzen den Fränkischen Schild und den Ansbacher Scheitel und finden sich vereinzelt im Bereich der Fränkischen Alb (vgl. Beil. 1). Störungen eggischer (NNW-SSE) Richtung treten im Spessart-Odenwald-Bereich auf, wo sie sich südlich Aschaffenburg mit rheinischen (NNE-SSW) und herzynischen (WNW-ESE) vergittern. Eine überwiegend eggische Struktur stellt der Münnerstadter Graben dar.

Die erzgebirgische (NE-SW) Bruchrichtung äußert sich im Innern der Süddeutschen Großscholle nur in wenigen bemerkenswerten Abschiebungen am Thüngerheimer Sattel und am Fränkischen Schild.

Im nordostbayerischen Raum gehören innerhalb der tertiären Bruchsysteme die rheinisch orientierten Brüche einem älteren Beanspruchungsplan an. Sie werden von herzynischen Zerrbrüchen gekreuzt, die eine jüngere Bruchgeneration darstellen (SCHRÖDER 1976). Im Bereich der Vergitterung rheinischer (NNE-SSW) mit herzynischen (WNW-ESE) und fränkischen (NW-SE) Bruchstrukturen sind Basalte aufgedrungen (Vogelsberg, Knüll, Rhön, Heldburger Gangschar). Aus der Rekonstruktion der prä-basaltischen Landoberfläche am Nordrand der Süddeutschen Scholle wurde deutlich, daß die Rhön als prä-basaltisches Hochgebiet eine sehr starke post-basaltische Hebung erfahren hat. Die Heustreuer Störungszone und die Grabfeld-Mulde werden von der prä-basaltischen Landoberfläche gekappt und sind deutlich älter als diese (SCHRÖDER 1993).

### 7.3 Molassebecken

*HEINZ JOSEF UNGER*

Nachdem das Gebiet der heutigen Böhmisches Masse zwischen Unter- und Oberkarbon, während der variskischen Gebirgsbildung, verfaultet wurde und durch Hebung trocken fiel, bildeten sich westlich daran anschließend mehrere SW-NE-orientierte Tröge, die mit klastischen Sedimenten von den hochliegenden Randgebieten beliefert wurden. Diese Tröge entstanden infolge von Dehnung westlich der Böhmisches Masse. Im Zuge dieser Zerrungstektonik wurden im und am Rande des heutigen Grundgebirges im NE Schwächezonen vorprogrammiert, die im weiteren tektonischen Entwicklungsablauf zu Hauptbewegungslinien (UNGER & SCHWARZMEIER 1982, 1987) im südostbayerischen Raum wurden.

Bereits Ende des Jura (spätestens in der Unterkreide) müssen sich aus diesen Schwächezonen Lineamente entwickelt haben, die als Bewegungszonen damals erstmals in Erscheinung traten. Zwischen dem Oberen Jura und dem Ende der Oberkreide erfolgte somit die tektonische Prägung des südostbayerischen Raumes (vgl. Kap. 1). Den Donaurandbruch interpretierte man früher als Aufschiebung, was sich heute eher als eine mehrphasige Bewegung darstellen läßt. Die Relativbewegung zwischen der Böhmisches Masse und ihrem südöstlichen Vorland läßt sich dergestalt interpretieren, daß sich die **Regensburg-Straubinger Senke** (als Teil des ganzen) gegenüber dem Bayerischen Wald absenkte, es sich also um eine Abschiebung handelt. Andererseits hob sich die Regensburg-Straubinger Senke, zusammen mit dem Basement, zeitlich verzögert dem moldanubischen Block nachhinkend, heraus. Da sowohl die Kristallinhochs im Untergrund der Molasse (**Landshut-Neuöttinger Hoch** und **Aidenbach-Griesbacher Hoch**) wie die Senken im Molasseuntergrund an die Bewegungsabläufe der Böhmisches Masse gebunden sind, gelten für sie alle die Absolutbewegungen der Böhmisches Masse als Richtschnur.

Ab Jura/Unterkreide waren die Lineamente im Untergrund der Molasse existent, als Hauptbewegungslinien mit bereits beachtlichen Sprunghöhen treten sie ab der Oberkreide in Erscheinung. Mit Beginn der Oberkreide stößt aus dem alpinen Raum von S das Meer nach N vor und überflutet nach und nach den ganzen heutigen Ostmo-

lasseraum und Teile der Böhmisches Masse. Ab Mitte des Coniac erfaßte das ganze Gebiet tektonische Unruhe, wobei sich die synsedimentäre Absenkung sowohl des **Braunauer Troges** als auch der **Wasserburger Senke** ab dem Santon offensichtlich derartig beschleunigte, daß es offen bleiben muß, ob auf den Kristallinhochs im Untergrund des Molassebeckens Sedimente des Campans überhaupt abgelagert wurden. Sie müßten auf jeden Fall sehr schnell wieder erodiert worden sein. Ab dem mittleren Coniac lassen sich nämlich mächtige gröberklastische Einschüttungen (mächtige Kristallinzersatzlagen) aus dem Moldanubikum nachweisen, die im Ortenburger Senkungsfeld bis in das Coniac, am Rande des Braunauer Troges, im Trog selbst und in der Regensburg–Straubinger Senke bis in das Obercampan andauerten (s. Kap. 3.4). Als Fernwirkung der Alpenentstehung erhöhten sich an den Hauptbewegungslinien ab dem Coniac/Santon die Sprungbeträge. Sekundäre Brüche wurden angelegt.

Im Tertiär herrschte im südostbayerischen Raum bis Ende des Eger dauernde tektonische Unruhe, die sich in einer weiteren Erhöhung der Sprungbeträge an den Hauptbewegungslinien sowie an den nordfallenden, antithetischen, sekundären Brüchen nachweisen läßt. Das bisher gültige, mehr statische, bruchtektonisch geprägte Geschehen wird nun zunehmend überlagert durch von S kommenden Druck, der das Spannungsfeld im Molasseraum grundlegend veränderte. Durch eine nach W bis SW gerichtete Bewegung der Böhmisches Masse gerieten die altangelegten Lineamente (**Donaurandstörung**, **Keilberg-Störung**, **Landshut–Neuöttinger Abbruch**) insbesondere in ihren höheren Abschnitten unter seitlichen Druck und wurden verbogen (diese Entwicklung setzte wohl ab dem Eger ein). Parallel zum westlichen Rand der Böhmisches Masse rissen etwa NNW–SSE-orientierte Bewegungslinien auf, die als druckausgleichende Scherbewegungen zu interpretieren sind. Sie werden in zunehmendem Maße in ihrer Fortsetzung in das Kristallin der Böhmisches Masse hinein als Zonen, an denen postmetamorph entstandene Metamorphosesprünge in nebeneinander lagernden Serien festzustellen sind, nachgewiesen (freundl. mündl. Mitt. H. MIELKE 1994).

Diese tektonische Phase scheint mit dem Ende des Oberoligozäns beendet gewesen zu sein. Bis Ende des Mittelmiozäns herrschte, bis auf einzelne kleinere Bewegungen, die sich um das Ortenburger Senkungsfeld nachweisen lassen (UNGER & SCHWARZMEIER 1982, 1987), tektonische Ruhe. Unabhängig von der Druckbelastung, die von der Orogenfront der Alpen nach N wirkte, hob sich die Böhmisches Masse auch weiterhin en bloc langsam heraus. Der bisher letzte Akt der tektonischen Formung dieses Raumes spielte sich am Übergang vom Mittel- zum Obermiozän ab. Dabei erhöhten sich erneut die Sprungbeträge an den Hauptbewegungslinien und zwar bruchtektonisch bis zu 15 m (UNGER & SCHWARZMEIER 1987), während die Vorlandmolasse durch weitere Einmuldung reagierte.

## 7.4 Alpen

### 7.4.1 Einleitung

*KLAUS SCHWERD*

An tektonischen Großbaueinheiten der Alpen treten in Bayern und streichend nach Österreich fortsetzend vom tektonisch Liegenden zum Hangenden von N nach S die

Einheiten Faltenmolasse mit Auferichteter Molasse, Helvetikum, Ultrahelvetikum, Feuerstätter Flysch und „Südultrahelvetikum“, Rhenodanubischer Flysch, Arosa-Zone und Nördliche Kalkalpen auf (s. Beil. 6, 8). Im außerbayerischen Kartenbereich folgen südlich der Nördlichen Kalkalpen in tektonisch nun wieder absteigender Reihenfolge die Deckengruppen Grauwacken-Zone, Ostalpines Altkristallin, Unterostalpin und Penninikum des Tauernfensters mit penninisch-unterostalpiner Mischzone (s. Beil. 8). Ein erdgeschichtlicher Überblick zur Entwicklung des Baues der Alpen wurde bereits in Kapitel 5.2 gegeben.

Die Decken- und Schuppenkörper zeigen nach TOLLMANN (1973) und TRÜMPY (1969) eine Reihe geometrischer Charakteristiken. So sind sie im allgemeinen durch scharfe, meist schräg durch die Schichtenreihen schneidende Überschiebungsflächen voneinander getrennt. Der Verlauf dieser Bewegungsbahnen wurde dabei häufig durch Fazieswechsel oder bereits synsedimentär angelegte Brüche gesteuert. Die im Vergleich zu ihrer Ausdehnung meist nur sehr geringmächtigen, in sich häufig intensiv gefalteten und zerbrochenen, aber teilweise über mehrere hundert Kilometer transportierten Deckenkörper ändern im Streichen wie quer dazu häufig rasch ihren Zuschnitt, den internen Deformationsstil, den Metamorphosegrad, die Überschiebungsweiten sowie vertikal wie horizontal den Schichtenumfang. Dabei tritt in nahezu allen Großbaueinheiten eine syngenetische Deformationsaufteilung in Falten- und Überschiebungsstrukturen und steilstehende Seitenverschiebungen (Transferstörungen) auf.

Bereits während ihrer Anlage wurden die Decken und Schuppen von einer Fülle von Längs-, Diagonal- und Querstörungen durchsetzt. Die **Längstörungen** sind meist als deckeninterne Auf- und Überschiebungen, Seitenverschiebungen oder auch Abschiebungen entwickelt. An **Diagonal-** und **Querstörungssystemen** (laterale Rampen, Blattverschiebungen) ändert sich die Geometrie von Falten und Überschiebungen oft sprunghaft im Streichen, wodurch der Betrag der Gesamteinengung zwischen im einzelnen oft unterschiedlich deformierten Segmenten innerhalb eines Überschiebungsgürtels erhalten bleibt (Transferstörungen). In solchen im Kartengebiet bei NE-Streichen meist linkshändig, bei NW-Streichen meist rechtshändig orientierten Seitenverschiebungssystemen können sich Versatzbeträge bis zu mehreren Kilometern addieren. Ein weiteres im Kartenbereich auftretendes Störungssystem bilden Blattverschiebungsgürtel (z. B. **Inntalstörung** östlich von Innsbruck, **Salzach-Ennstal-Störung**, **Königsee-Traunsee-Störung**) samt dazugehörigen Einengungs- und Dehnungsstrukturen, die nach RATSCHBACHER et al. (1991) bei durch oligozän-miozäne N-S-Kompression ausgelöstem, ostgerichtetem Ausweichen des zentralen Ostalpenblockes angelegt wurden.

Von allen genannten Störungsarten sind in der Karte und **Beilage 8** der Übersichtlichkeit wegen nur die Hauptdeckengrenzen sowie eine Auswahl der größeren Seitenverschiebungssysteme eingetragen.

**Literatur:** BEHRMANN (1990), BÖGEL & SCHMIDT (1976), EISBACHER & BRANDNER (1996), FLÜGEL & FAUPL (1987), GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT (1980), KOZUR & MOSTLER (1992), KRAINER (1994), OBERHAUSER (1995), RATSCHBACHER et al. (1991), SCHWEIZERISCHE GEOLOGISCHE GESELLSCHAFT (1996), SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE (1990), TOLLMANN (1973–1976, 1977–1986, 1987), TRÜMPY (1980, 1988).

## 7.4.2 Faltenmolasse und Aufgerichtete Molasse

*KLAUS SCHWERD*

Wie bereits in [Kapitel 4.1](#) und [5.2](#) erläutert, griff die tektonische Einengung an der Front des gegen sein Vorland vorrückenden Deckenstapels der Alpen vom Oligozän zum Miozän schrittweise auf südliche Teile des als peripheres Vorlandbecken entstehenden Molassebeckens über. Dort wurde zunächst bereits im Unteroligozän der noch vor Beginn der eigentlichen Molasse sedimentierte Nordhelvetische Flysch ([s. Kap. 4.3.1](#)) als Decken- und Schuppenpaket abgeschert. Vom jüngeren Untereger zum Obermiozän bezog die Abscherfront dann schrittweise südliche Molassesedimente in die Orogenese mit ein und stapelte sie zu den Strukturen der Faltenmolasse. Zur nördlich anschließenden, von der alpidischen Einengung kaum mehr betroffenen Vorlandmolasse vermittelt deren tektonisch noch aufgebogener, südlichster Randstreifen, die Aufgerichtete Molasse. Von letztgenannter Deformation nicht betroffene, ältere Schichtfolgen der Vorlandmolasse ziehen dagegen, als **Überfahrene Molasse** bezeichnet, nach S weit unter die Faltenmolasse und höheren alpidischen Decken hinein ([s. Beil. 6](#)).

Die **Faltenmolasse** wird aus einer Reihe gebirgsparallel streichender, über weite Strecken nordvergenter Mulden und nach S einfallender, meist muldenförmig verbogener Schuppen aufgebaut ([s. Beil. 6](#)). Sie erreicht im Allgäu und westlichen Oberbayern bis etwa 17 km Breite, verschmälert sich ab dem Meridian von Weilheim zunehmend nach E und endet südöstlich des Chiemsees. Die Mulden zeigen im Streichen durch vertikale Achsenverbiegung Unterschiede in Schichtenbestand und Ausstrichbreite. An Querstörungen sind sprunghafte Änderung von Schichtfallen und Einengungsgrad zu beobachten. Die Mulden sind durch interne Faltung sowie streichende Aufschiebungen und Verschuppungen vielfach verkompliziert. Streckenweise angeordnete, vergleichsweise schmale Verbindungssättel sind meist stark zerschert. Während im Oberallgäu insgesamt eher eine südfallende, dachziegelartige Übereinanderstapelung von Großschuppen vorherrscht und nur die südlichste, zuoberst aufliegende Struktur als Großmulde ausgebildet ist, entwickelt sich nach E zumindest oberflächennah ein eher faltenartiges Nebeneinander von gestörten Mulden und zwischen ihnen aus ehemaligen Verbindungsstrukturen hervorgegangenen Schuppen. Der Einengungsbetrag der Faltenmolasse nimmt demnach von W nach E ab. Bereichsweise sind der streichende Verlauf der einzelnen Großstrukturen sowie ihre Verbindung untereinander wegen ungünstiger Aufschlußverhältnisse noch unklar. Geometrisch besonders eindrucksvoll zeigt sich die im Streichen etwa 80 km lange, beiderseits mit Umlaufendem Streichen endende, südlichste Molassemulde zwischen Iller und Loisach, die Murnauer Mulde. Ihre beiden Enden stehen erkennbar mit bei der Anlage dieser Mulde aktiven, linkssinnigen, aus dem alpinen Deckengebäude bis hinaus in die südlichste Molasse wirksamen Seitenverschiebungen in Zusammenhang.

Die Mulden und Schuppen werden von an der Oberfläche steil nach S einfallenden, sich in die Tiefe bis subparallel zur Schichtung flachlegenden, listrischen Abscherflächen begrenzt, wobei die Tonmergelschichten des Rupels über weite Strecken als Gleithorizont dienen. Während das Schichtalter in den südlichen Mulden und Schuppen nicht über das Untereger und in den mittleren nicht über das Obereger hinausgeht, reicht es in den nördlichen, gegen die Aufgerichtete Molasse grenzenden Strukturen über weite Strecken bis in die Obere Meeresmolasse (Eggenburg, Ottwang), am Auerberg bis in die basale Obere Süßwassermolasse (Ottwang oder jünger).

Die Strukturen der Faltenmolasse wurden vom jüngeren Oberoligozän zum jüngeren Miozän schrittweise von S nach N synsedimentär zur Molassesedimentation angelegt. Palinspastische Rekonstruktionen zeigen, daß dabei z. B. der Südrand der internsten Mulde im Allgäu westlich der Iller, der Steineberg-Mulde, um gut 30 km nach N verschoben wurde (MÜLLER 1984). Der Einengungsbetrag nimmt in allen Profilen von den südlichen zu den nördlicheren Bauelementen der Faltenmolasse ab.

Nach N grenzt die Faltenmolasse übertage mit steiler Störung gegen die **Aufgerichtete Molasse**. Im Allgäu ist letzterer Teil einer durch internen Duplexbau gekennzeichneten Dreiecksstruktur (MÜLLER et al. 1988). Das keilförmige Einspießen dieser die tektonische Nordfront der Faltenmolasse markierenden Struktur in die vor ihr gelegene Molasseabfolge hob deren südlichsten, jüngeren Schichtenstapel von seinem Untergrund ab und bog ihn zur Aufgerichteten Molasse auf. Aus geometrischen Gründen kann die Existenz analoger tektonischer Strukturen auch entlang des Nordrandes der oberbayerischen Faltenmolasse angenommen werden. Da die Schichtenfolge der Aufgerichteten Molasse zumindest bis ins Sarmat reicht, erstreckte sich die Anlage von Faltenmolasse und Aufgerichteter Molasse wohl bis in das beginnende Obermiozän.

Zumindest ein wesentlicher Grund der in der Faltenmolasse vom Allgäu zum Chiemsee beobachtbaren Abnahme von tektonischer und morphologischer Heraushebung, von Einengung sowie von Anzahl der Mulden und Schuppen sind die sich im großen von W nach E verändernden Materialeigenschaften der beteiligten Schichten (zur Faziesentwicklung der Molasse s. Kap. 4). Während im W mächtige, hart zementierte Konglomerat- und Sandsteinserien zur Anlage großdimensionierter tektonischer Schuppen und oft weitspanniger, tiefer Mulden führten, bedingte nach E zunehmend feinerklastische, tonreichere Molassefazies den in dieser Richtung flacheren und schmäleren Mulden- und Schuppenbau. Östlich des Chiemsees ist schließlich nahezu die gesamte vormittelmiozäne Molasseschichtfolge ton- und schluffreich entwickelt. Anstelle der Ausschüpfung einer Faltenmolasse vor seiner Front glitt hier der orogene Deckenstapel der Alpen im Oligozän und Miozän eher über die Molassesedimente hinweg. Dabei dürften sich bereits von VEIT (1963) vermutete, vor der Deckenfront nach N keilförmig ausspitzen Molasse-Schuppenkörper aufgebaut haben, wie sie im anschließenden Österreich nachgewiesen sind (s. Beil. 6; WAGNER et al. 1986). Weiteres nordgerichtetes Vordringen eines solchen tektonischen Molassekeiles im jüngeren Miozän mag dann, analog zur Dreiecksstruktur vor der Front der Faltenmolasse, zur auch östlich der Faltenmolasse beobachtbaren Aufrichtung der Molasseschichten direkt vor dem Alpenrand geführt haben.

### 7.4.3 Helvetikum

*KLAUS SCHWERD*

Das **Helvetikum** zieht landschaftsprägend in breiter Front aus der Schweiz über den Rhein nach Vorarlberg bis zur Iller, setzt sich von hier nach E aber nur noch in schmalen, unterbrochenem, morphologisch kaum noch auffälligem Streifen bis nördlich des Traunsees fort.

#### *Deckenbau*

Das in der Nordostschweiz deckentektonisch noch in einen Gonzen-Decke genannten Trias-Jura-Schichtenstapel und davon abgescherten, als Säntis-Decke bezeichneten

ten Kreide-Schichtenstapel aufgespaltene Helvetikum setzt sich östlich der Rheintalstörungszone als **Vorarlberger Säntis-Decke** mit hier zunächst zumindest teilweise noch in Verband verbliebenem Jura- und Kreidestockwerk fort. Innerhalb des Jura-stockwerks zeigt sich im Südteil der Vorarlberger Säntis-Decke ein erheblicher Schuppenbau (COLINS et al. 1990). Gegen N weist der tektonische Baustil auch auf zunehmende tektonische Trennung zwischen Jura- und Kreidestockwerk. WYSSLING (1985) postulierte unter der Vorarlberger Säntis-Decke eine weitere, als **Hohenemser Decke** bezeichnete Helvetikum-Decke.

Im Allgäu tritt, wie von SCHWERD et al. (1995) vor allem anhand der Ergebnisse der bei Hindelang niedergebrachten Tiefbohrung Hindelang 1 und der nördlich von Oberstdorf abgeteuften Tiefbohrung Maderhalm 1 erläutert, innerhalb des Helvetikums erneut eine stärkere, der Ostschweiz durchaus analoge Deckengliederung (s. Beil. 6) auf. Tiefste, nur in der Tiefbohrung Hindelang 1 angetroffene Helvetikum-Decke bildet hier eine möglicherweise der Hohenemser Decke entsprechende Struktur. Sie lagert, in zwei Teilschuppen zerlegt und mit einem Schichtenumfang von Kieselkalk bis Schrattenkalk etwa 460 m mächtig durchbohrt, tektonisch über dem paläogeographisch bereits zum Molassebecken gehörenden **Nordhelvetischen Flysch** (s. Kap. 4.3.1).

Nächsthöhere Helvetikum-Decke bildet die in der Tiefbohrung Hindelang 1 der vermuteten Hohenemser Decke, in der Tiefbohrung Maderhalm 1 dagegen direkt dem Nordhelvetischen Flysch auflagernde **Hindelanger Decke**. Sie wurde von SCHWERD et al. (1995) definiert und tritt wie die vermutete Hohenemser Decke nur untertage auf. Ihre durchteufte Mächtigkeit beträgt in der Tiefbohrung Maderhalm 1 bei einem Schichtenumfang von Bommersteinserie bis Betliskalk etwa 1870 m und in der Tiefbohrung Hindelang 1 bei einem Schichtenumfang von Bommersteinserie bis Kieselkalk etwa 1370 m.

Über der Hindelanger Decke folgt die **Allgäuer Säntis-Decke**, die den größten Teil des im Allgäu westlich der Iller übertage austreichenden Helvetikums aufbaut. Sie wurde mit einem z. T. stark verschuppten Schichtenumfang von Palfrisschichten bis Amdener Schichten in der Tiefbohrung Maderhalm 1 etwa 2370 m mächtig und von Drusbergschichten bis Amdener Schichten in der Tiefbohrung Hindelang 1 etwa 1510 m mächtig erbohrt. Hindelanger Decke und Allgäuer Säntis-Decke bilden eine dem Nordostschweizer Deckenpaar Gonzen-Decke/Ostschweizer Säntis-Decke im großen wieder ähnliche Deckenaufspaltung (SCHWERD et al. 1995). Im Bereich von Breitach und Iller taucht die Allgäuer Säntis-Decke im Streichen nach E bis SE unter die tektonisch höheren Baueinheiten der Allgäuer Alpen. In der Tiefbohrung Hindelang 1 wurde die Oberkante dieser Decke bereits in mehr als 1200 m Tiefe angetroffen.

Die das östlich der Iller übertage austreichende Allgäuer Helvetikum fast gänzlich aufbauende **Grünten-Decke** bildet die tektonisch oberste Helvetikum-Decke östlich des Rheins (s. SCHWERD et al. 1983, 1995). Sie führt einen Schichtenbestand von Drusberg- bis Globigerinenschichten. Nach W ist sie durch einen rampenartig bis in die jüngste Oberkreide aufsteigenden Basalzuschnitt begrenzt. Westlich der Iller löst sich die Grünten-Decke so in einen vielfach mit Gesteinen des Ultrahelvetikums und Feuerstätter Flyschs verschuppten Schwarm von Schollen und Fetzen aus Wangschichten bis maximal Nummulitenkalk auf.

Intensive, im zentralen Bregenzer Wald kulminierende tektonische Stapelung des Helvetikums bildet eine wesentliche Entstehungsursache des sich vom Rhein bis über



die Iller nach E erstreckenden Vorarlberger-Allgäuer Deckenhalbfenster. Außer der Faltenmolasse beeinflusst diese weitspannige Brachyantikline nahezu alle Decken der Allgäuer Alpen. Vom im Bregenzer Wald gelegenen Kern der Aufwölbung sinkt die Oberfläche des Helvetikums nach E bis zur Tiefbohrung Hindelang 1 aufgrund deckentektonischer Ursachen um mehr als 2600 m ab. Diese schräge Fläche bildet nach VIETOR et al. (1994) eine tektonische Rampe, die für die am Ostrand des Deckenhalbfensters in Rhenodanubischem Flysch und Nördlichen Kalkalpen auftretenden Strukturen der „Allgäu-Wendung“ verantwortlich ist.

Das östlich des Grünten durch achsiales Absinken nur noch schmal ausstreichende Helvetikum stellt faziell wie tektonisch zumindest bis nordöstlich von Pfronten eine Fortsetzung der Grünten-Decke dar (s. HÖPFNER 1962). Die weiteren Helvetikumaufschlüsse bis nördlich des Traunsees zeigen im von HAGN (1960, s. auch HAGN et al. 1981) als Südhelvetikum bezeichneten Abschnitt immer noch große fazielle Ähnlichkeit mit der Grünten-Decke. Auch der als „Nordhelvetikum“ („Adelholzener Fazies“) bezeichnete übrige Anteil weist eine dem Nordteil der Ostschweizer Säntis-Decke analoge, also ebenfalls südhelvetische Fazies auf und dürfte keiner getrennten Decke angehören.

### *Faltenbau*

In Vorarlberg und Oberallgäu zeigt das Helvetikum übertage einen insgesamt deutlich nordvergenten, durch unterschiedliches Deformationsverhalten der verschiedenen Gesteinsserien meist disharmonischen Falten- und Schuppenbau. Die Geometrie der Falten ändert sich im Streichen meist fließend, über mit der Faltung angelegte Seitenverschiebungen (Transferstörungen) hinweg aber auch abrupt (z. B. Störungszone nördlich von Au im Bregenzer Wald). Dabei können aus im Querschnitt weitspannigen, aufrechten Falten enger gepreßte, nordvergent überkippte und schließlich liegende Falten mit teils größeren Überschiebungen des Hangendschenkels hervorgehen. Stellenweise, z. B. am Grünten nordöstlich von Sonthofen, sind zudem südvergente Faltenstrukturen zu beobachten. Im Streichen des Helvetikums zwischen Rhein und Iller wechseln Achsenkulminationen (z. B. Juraaufbruch bei Au, Hoher Ifen, Grünten) mit Achsendepressionen (z. B. Rheintal, Subersachtal, Breitach-Iller-Tal). Die Faltenspiegel im Querschnitt des Helvetikums zeigen zumindest in Vorarlberg klar ein nördliches und südliches Antiklinorium, die durch ein über die Hohe Kugel und südlich von Bezau durchstreichendes Synklinorium getrennt sind. Der helvetische Faltengürtel zeigt vom Rhein zur Iller einen insgesamt bogenförmigen Verlauf von im W etwa NE-Streichen über E-Streichen im mittleren Bereich zu einem von SE bis NE divergierenden Faltenfächer entlang von Breitach und Iller (s. OBERHAUSER 1991, LIEDHOLZ in GAUPP et al. 1982).

Das Helvetikum zwischen Grünten und Traunsee weist einen fast durchweg eng gepreßten, kleinräumigen, steilstehend nordvergenten Falten- und Schuppenbau auf. Die meist rasch auf- und abtauchenden und sich ablösenden Falten sind bereichsweise in dichtem Abstand von Seitenverschiebungen durchsetzt. Vom östlicheren Oberbayern bis nördlich des Traunsees sind helvetische Gesteinsserien zudem tektonisch teils intensiv mit Buntmergelserie und „Südultrahelvetikum“ vermischt.

**Literatur:** Ostschweiz: HANTKE (1961), PFIFFNER (1981, 1986), TRÜMPY (1969, 1980); Vorarlberg und Allgäu: OBERHAUSER (1980, 1991), D. RICHTER (1984), SCHWERD et al. (1983, 1995), TOLLMANN (1985), WYSSLING (1985, 1986), ZACHER (1973).



#### 7.4.4 **Ultrahelvetikum, Feuerstätter Flysch, Unternoggschichten und „Südultrahelvetikum“**

*KLAUS SCHWERD*

Die Gesteine von Ultrahelvetikum, Feuerstätter Flysch, Unternoggschichten und „Südultrahelvetikum“ wurden bei ihrer Überschiebung auf das Helvetikum unter dem nordwärts drängenden Orogenkeil aus Nördlichen Kalkalpen, Arosa-Zone und Rhenodanubischem Flysch oft verschuppt, verwalzt und bis zur völligen Auflösung stratigraphischer Verbände zerrissen. Sie bilden daher über weite Strecken tektonische Melangezonen, in die häufig auch Gesteine des liegenden Helvetikums wie des hangenden Rhenodanubischen Flyschs miteinbezogen sind. Zusammenhängendere Schichtenfolgen treten dagegen nur lokal auf. Wegen der oft kleinräumigen Verschuppungen sind die Gesteine des Ultrahelvetikums, Feuerstätter Flyschs und „Südultrahelvetikums“ in der Karte im W, außer einigen geschlosseneren Vorkommen des Feuerstätter Flyschs wie der Unternoggschichten, als Schuppenzone (hf) und östlich der Salzach unter dem Begriff der dort hauptsächlich auftretenden Buntmergelserie (bm) zusammengefaßt. Östlich der bayerischen Traun treten sie vor allem in einer Reihe schmaler, langgestreckter tektonischer Fenster innerhalb des Rhenodanubischen Flyschs auf.

#### 7.4.5 **Rhenodanubischer Flysch**

*KLAUS SCHWERD*

Im Rhenodanubischen Flysch lassen sich mit dem Abschnitt zwischen Rhein und Chiemseesenke einerseits und weiter bis zum Traunsee andererseits im großen zwei Gebiete verschiedenen, noch nicht befriedigend korrelierten Teildeckenbaues unterscheiden. Zwischen Rhein und Iller wird der Rhenodanubische Flysch zudem durch die Deckenantikline des Vorarlberger-Allgäuer Deckenhalbfensters in eine südliche und nördliche Vorarlberger-Allgäuer Flyschzone aufgeteilt. Im Halbfenster auftretende Flyschklippen weisen dabei aber auf eine ehemalige tektonische Gesamtbedeckung des im Kern ausstreichenden Helvetikums durch Ultrahelvetikum, Feuerstätter Flysch und Rhenodanubischen Flysch. Vor allem östlich der bayerischen Traun treten innerhalb des Rhenodanubischen Flyschs vorwiegend als schmale Streifenfenster entwickelte Aufbrüche tektonisch unterlagernder Einheiten zutage. Schichtfolgen des Rhenodanubischen Flyschs selbst sind, zusammen mit Ultrahelvetikum- und Helvetikumgesteinen, im tektonischen Fenster südlich des Wolfgangsees innerhalb der Nördlichen Kalkalpen aufgeschlossen.

#### *Teildeckenbau*

Im Abschnitt zwischen Rhein und Chiemseesenke treten im Rhenodanubischen Flysch drei tektonische Teildecken auf, die hier mit den bereits von KRAUS (1932, 1965) und M. RICHTER (1957) verwendeten Namen Oberstdorfer Decke, Sigiswanger Decke und Üntschen-Decke bezeichnet werden (vgl. MATTERN 1988, ZACHER 1990). Die drei in **Kapitel 5.6** beschriebenen Großfaziesbereiche Oberstdorfer und Sigiswanger Fazies sowie Üntschfazies sind dabei im wesentlichen jeweils auf die Teildecke gleichen Namens beschränkt. Diese Teildecken sind somit Faziesdecken (s. MATTERN 1988). Zur Überschiebungsgeometrie von Oberstdorfer und Sigiswanger Decke zwischen Ost-

rachtal und Isartal sowie zum Großschuppenbau sei auf MATTERN (1988) und SCHWERD et al. (1995), zur Geometrie aller 3 Teildecken westlich der Iller auf ZACHER (1985) verwiesen.

Von den 3 genannten Teildecken bildet die **Oberstdorfer Decke** die tektonisch oberste und paläogeographisch aus dem südlichsten Faziesstreifen stammende Einheit. Südwestlich von Oberstdorf unter den Nördlichen Kalkalpen auftauchend ist sie mit einigen Komplikationen im Streichen bis zur Chiemseesenke nach E verfolgbar. Dort verschwindet sie erneut unter den Nördlichen Kalkalpen.

Die **Sigiswanger Decke** bildet die tektonisch nächst tiefere, paläogeographisch nördlich der Oberstdorfer Fazies beheimatete Teildecke. Sie baut zwischen Iller und Leitzach vor der Front der sie im S überlagernden Oberstdorfer Decke im allgemeinen die nördliche Hälfte bis drei Viertel des zutagestreichenden Rhenodanubischen Flyschs auf. Zwischen Tegernsee und Schliersee ist die Sigiswanger Decke aufgrund einer Achsenkulmination des tektonisch unterlagernden Helvetikums fast vollständig erosiv entfernt. Knapp östlich der Leitzach verschwindet sie dann, soweit beobachtbar, gänzlich unter der tektonisch auflagernden Oberstdorfer Decke. Nach W streicht die Sigiswanger Decke zwischen Sonthofen und Fischen über die Iller hinweg und baut die nördliche Vorarlberger-Allgäuer Flyschzone bis zum Rhein hin auf.

Die Oberstdorfer Decke ist der Sigiswanger Decke zumindest im Raum zwischen Ostrach- und Isartal um 3 km oder mehr nach N aufgeschoben (s. MATTERN 1988, SCHWERD et al. 1995). Wesentlich größer hingegen ist der Überschiebungsbetrag dieses Teildeckenpaares über die nach M. RICHTER (1957) tektonisch unterste, paläogeographisch ursprünglich am nördlichsten beheimatete **Üntschen-Decke**. Sie baut die südliche Vorarlberger-Allgäuer Flyschzone auf und taucht bei Oberstdorf im Streichen nach E unter die Oberstdorfer Decke ab. Das Teildeckenpaar Oberstdorfer/Sigiswanger Decke scheint über die Üntschen-Decke um wenigstens 15–20 km nach N transportiert worden zu sein.

Mit dem Ostende der Oberstdorfer Decke südlich von Bernau a. Chiemsee endet der Rhenodanubische Flysch im Streichen übertage zunächst, öffnet sich dann aber erneut jenseits der Chiemseesenke und erreicht westlich des Attersees seine größte zusammenhängende Breite im Kartengebiet. Östlich der Chiemseesenke tritt dabei eine gegenüber dem Westabschnitt verschiedene tektonische Gliederung auf. Der hier von FREIMOSER (1972) beschriebene Schuppen- und Faltenbau bildet nach EGGER (1989) den westlichen Abschnitt einer über Salzburg nach Oberösterreich streichend verfolgbareren Großgliederung des Rhenodanubischen Flyschs in eine am Nordrand auftretende Schuppenzone und vier nach S aufeinanderfolgende, jeweils einige Kilometer überschobene Teildecken. Die deckentektonische Stapelung der drei tieferen Teildecken wird nach EGGER (1989) durch die Ergebnisse der nordöstlich von Salzburg niedergebrachten Tiefbohrung Oberhofen 1 bestätigt. Die südlichste, tektonisch höchste Teildecke zeigt nach EGGER (1992) lithologisch noch die größte Ähnlichkeit mit der bayerischen Sigiswanger Fazies.

### *Faltenbau*

Der Rhenodanubische Flysch weist einen im großen nordvergenten Bau von vorwiegend geneigten bis überkippten, mehrheitlich engeren bis isoklinalen Biegescherfalten auf. Der Wechsel zwischen pelitäreren, kompetenten und pelitreicheren,

inkompetenten Schichtfolgen führte zu einem im einzelnen disharmonischen Stockwerksbau oft rasch wechselnder Verformungsgeometrie mit unterschiedlichsten Falteineinengungsgraden und teils intensiven Verschuppungen. Als besonders zu Spezialfaltung neigende Serien erweisen sich dabei vor allem Ofterschwanger Schichten, Piesenkopfschichten und Zementmergelerde. Die dickbankigen Anteile des Reiselberger Sandsteins sowie der Hällritzer Serie und Bleicherhornserie (Altlenbacher Schichten) zeigen dagegen eher weiterspannige, offenere Faltenstrukturen.

Die Geometrie von Falten ändert sich im Streichen meist fließend, über mit der Faltung angelegte, unterschiedliche Verschiebungsbeträge innerhalb der Teildecken im Streichen kompensierende Seitenverschiebungen hinweg aber auch abrupt. Im Bereich solcher Transferstörungen führte transpressive Deformation vielfach zur Anlage von aus dem im großen in etwa gebirgsparallelen Generalstreichen herausrotierten, oft steilachsigen Falten (Beispiel Illertal, s. VIETOR et al. 1994). Neben der überwiegenden Nordvergenz tritt im Rhenodanubischen Flysch bereichsweise auch Südvergenz mit lokalen Rücküberschiebungen auf. Sie ist Folge späterer, nach der Hauptfaltung und Deckenbildung des Rhenodanubischen Flyschs während der deckentektonischen Anlage von Helvetikum und Faltenmolasse entstandener Einengung.

Großgeometrisch zeigt die Oberstdorfer Decke über weite Bereiche einen relativ engen, gestörten Sattel- und Muldenbau mit abschnittsweise großräumiger Verschuppung. In der Sigiswanger Decke sind vor allem im Raum zwischen Lech und Leitzach ein südliches, streckenweise nur relativ schmales Antiklinorium und ein daran nach N anschließendes, meist weitspanniges Synklinorium entwickelt. Die Üttschen-Decke führt dagegen im allgemeinen keine auffälligere Großfaltung, sondern erweist sich als recht gleichmäßig etwa mittelsteil nach S bis SE einfallende Schichtenserie (zum Großfaltenbau des Rhenodanubischen Flyschs zwischen Rhein und Chiemseesenke sei auf HESSE & STEPHAN 1991, MATTERN 1988, OBERHAUSER 1991, PFLAUMANN & STEPHAN 1968, STEPHAN & HESSE 1966, WOLFF 1973, ZACHER 1985 verwiesen).

Östlich der Chiemseesenke weisen die beiden nördlichen Teildecken des Rhenodanubischen Flyschs an der Oberfläche einen Synklinoriumsbau, die südlich folgende Decke ein weitspanniges Synklinorium mit nach S anschließendem, schmalere Antiklinorium auf. Die südlichste Decke zeigt dagegen einen komplizierteren Schuppen- und Faltenbau (s. FREIMOSER 1972 in Kombination mit EGGER 1989). Nach E setzt sich über die Salzach, bei insgesamt Verbreiterung der Strukturen, ein im großen ähnlicher Baustil nach Oberösterreich fort, wobei das Synklinorium der Kolomannsberg-Decke durch eine nach E auftauchende, in sich gestörte Antiklinalzone zweigeteilt wird (s. EGGER 1989, PREY 1980).

## 7.4.6 Arosa-Zone

*KLAUS SCHWERD*

Die Arosa-Zone stellt eine während der alpidischen Orogenese vornehmlich tektonisch angelegte, chaotisch gelagerte Assoziation aus block- bis linsenförmigen Gesteinskörpern unterschiedlichster Stratigraphie, Herkunft und Größe in einer i. a. feinkörnigen Matrix dar. Nach RING et al. (1990) sind Lithofazies und interne Deformationsstrukturen für im Bereich von Subduktionskomplexen angelegte Melangeformationen typisch. Die Verformung ist im großen in bruchhaft spröde, vielfach kataklastische Beanspruchung der kompetenten Blöcke und penetrativ duktile Deformation der in-

kompetenten Melangematrix aufgeteilt. Je nach Grad des Kompetenzunterschiedes treten im Grenzbereich zwischen Blöcken und einhüllender Matrix alle Übergänge tektonischer Deformation von konkreten, scharfen Störungsflächen zu fließenden, spröde/duktilen Scherzonen auf. Neben intensiver Deformation in Scher- und Überschiebungszonen finden sich in der Arosa-Zone auch geschontere Matrixbereiche. Zu weiteren gefügekundlichen Ergebnissen sei auf RING (1989) sowie RING et al. (1989, 1990) verwiesen.

Das Ende der Arosa-Zone übertage bei Hindelang wird durch ihre hier einsetzende, vollständige Überdeckung durch tektonische Einheiten der Nördlichen Kalkalpen verursacht. Ein Äquivalent der Arosa-Zone ist im Kartengebiet in der penninisch-untersostalpinen Mischzone (Matreier Zone) am Nordrand des Tauernfensters zu suchen (s. RING et al. 1989).

#### 7.4.7 Nördliche Kalkalpen (Oberostalpin)

*KLAUS DOBEN*

Die fast in der Mitte des hier behandelten Ausschnitts der Nördlichen Kalkalpen (NKA) und ca. 15 km von ihrem Nordrand gelegene, in den Jahren 1977/78 abgeteufte Tiefbohrung Vorderriß 1 (BACHMANN & MÜLLER 1981, HAGN 1981; s. Beil. 6: Prof. 3) konnte alle bisherigen Zweifel sowohl an der Deckennatur der NKA insgesamt wie auch an ihrem internen Deckenbau beseitigen.

Westlich des Inns können drei Decken unterschieden werden: die tiefste, die Allgäu-Decke, wird von der Lechtal-Decke und diese von der Inntal-Decke überlagert (s. Beil. 6: Prof. 3, 4; Beil. 8). Dieser Deckenbau entstand während der Kreidezeit und besaß zwei Höhepunkte (präenoman und postturon), ableitbar aus Schichtlücken, Winkeldiskordanzen sowie aus der Verteilung, Zusammensetzung und dem Alter syntektonischer klastischer Sedimente („Cemoman“-Serie, Gosau). Vorwiegend durch Fazies- und Mächtigkeitsunterschiede der triassischen Gesteine bedingt ist der unterschiedliche Baustil zwischen der eng gefalteten und geschuppten **Allgäu-Decke**, inklusive der Deckenausmaße besitzenden **Randschuppen-Zone** und den breit gefalteten höheren Decken.

Die **Lechtal-Decke** weist, in ihrem Mittelabschnitt besonders deutlich, von N nach S folgende Faltelemente auf:

- **Großer Muldenzug**, mit vorgelagerten Deckenschollen, z.B. Falkensteinzug im W
- **Synklinorium**, Doppelmulde mit Rät, Jura und Kreide im Kern
- **Wamberger Sattelzone**, mit Kern aus Muschelkalk, nach E entlang dem Isartal abtauchend
- **Karwendel-Mulde**, im nördlichen Karwendelgebirge, mit Jura- und Kreidegesteinen im Kern; bei Achenkirch Umschwenken in die parallel verlaufende **Thiersee-Mulde** (NAGEL et al. 1976)

Diese Abfolge suggeriert einen zusammenhängenden Faltenbau. Die Strukturen liegen jedoch im Oberflächenausstrich von drei verschiedenen Teildecken (vgl. Beil. 6: Prof. 3).

Auch der Hauptkörper der **Inntal-Decke** mit seiner relativ großräumigen Gliederung in Sättel und Mulden ist komplizierter gebaut als es das Kartenbild (Beil. 8) erahnen

läßt (s. HEISSEL 1978). Erosiv abgetrennt, finden sich im W und E einige isolierte Schollen dieser Decke. Zwischen Lechtal- und Inntal-Decke befindet sich eine Zone ausgeprägter Schuppung, in ihrem Ostteil als **Karwendel-Schuppenzone** bezeichnet (HEISSEL 1978; **Beil. 6: Prof. 3**). Sie besteht offenbar aus einer Mischung von Gesteinen beider Decken.

Östlich des Inns nimmt die **Staufen-Höllengebirgs-Decke** (Tirolikum) den größten Raum ein. Sie geht westlich des Inns aus einer überkippten Wettersteinkalk-Antiklinale der Lechtal-Decke (Guffert) hervor, deren Kern östlich des Inns zu einer Überschiebung aufreißt. Mittels letzterer dringt die Staufen-Höllengebirgs-Decke am Hochstaufen bis zur Flysch-Zone vor. Dabei werden Allgäu und restliche Lechtal-Decke (hier auch als Tief- bzw. Hochbajuvarikum bezeichnet) nahezu vollständig überdeckt.

Die Kaisergebirgs-Deckscholle kann im Sinne einer relativ autochthonen Klippe als nord- wie südseitig ausgeschuppter Teil der Staufen-Höllengebirgs-Decke aufgefaßt werden (TOLLMANN 1969); sie lagert im N auf oligozänen Sedimenten, im S streckenweise auf Gosau.

Eine bedeutende Faltenstruktur im Westteil letztgenannter Decke ist die Unkener Mulde. Jura- und Kreidgesteine des Muldenkerns, die unter tiefjuvavischen Deckenschollen und der Berchtesgadener Decke (s. u.) verschwinden, kommen östlich der Salzach wieder zum Vorschein.

Fast genau mit der Saalach als Grenze zusammenfallend, wird das Tirolikum nach E hin vom juvavischen Deckenkomplex (Hallstätter Decke = **Tiefjuvavikum**; Berchtesgadener und Dachstein-Decke = **Hochjuvavikum**) überlagert. Die Hallstätter Gesteine bilden einen aus isolierten Deckschollen bestehenden Teppich um die Ramsaudolomit- und Dachsteinkalk-Massive des Hochjuvavikums herum sowie – in tektonischen Fenstern sichtbar – auch unter diesen. Außer durch tektonische Fenster und Halbfenster wurde die Deckennatur des Juvavikums im Halleiner Salzberg durch eine Tiefbohrung bestätigt: Unter der in Hallstätter Gesteinen gelegenen Salzlagerstätte wurden Oberalmer Kalke des Tirolikums angefahren (MEDWENITSCH 1962). Für die Herkunft der juvavischen Decken ist von Bedeutung, daß der weiße, reine Dachsteinkalk der Berchtesgadener bzw. Dachstein-Decke faziell an den südlichen Bereich des Tirolikums mit gleicher Dachsteinkalkentwicklung anschließt und nicht an den dunklen Dachsteinkalk der heutigen tektonischen Unterlage (Loferer Dachsteinkalk) (HAHN 1910, FERNECK 1962). Ein weiterer Hinweis für eine relativ nahe Herkunft ist der, daß Hallstätter Gesteinsschollen von Hochgebieten aus in den Sedimentationsraum der neokomen Roßfeldschichten des Tirolikums einglitten (PICHLER 1963).

Als Entstehungsursache wird spätjurassisch einsetzende Gleittektonik (PLÖCHINGER 1974; TOLLMANN 1981, 1987 a) in Zusammenhang mit der Anhebung des Südteils des Ostalpinen Schelfs infolge Krustenverkürzung angesehen (**s. Kap. 5.2**). Diese ließ zuerst die durch salzreiches Haselgebirge hochmobile Masse des „Südkanals“ in das Tirolikum eingleiten, danach die Berchtesgadener (und die Dachstein-)Decke. Diese wird somit als ein postneokom – nach einer zweiten Eingleit-(Einschub-)Phase – zur Ruhe gekommener Riesenolistolith gedeutet.

Am Südrand der NKA gab es im Zuge des Deckenbaues südvergente Verschuppungen (**vgl. Beil. 6**), besonders deutlich am Südrand des Tirolikums (Werfener Schuppenzone). Diese führten auch zu einer intensiven Verschuppung kalkalpiner Gesteine (z. B

Mandling-Schuppe) mit den paläozoischen Gesteinen der Grauwacken-Zone (TOLLMANN 1969, LEIN 1985).

Ein Begleit- und Nachspiel zur Deckentektonik ist die Bruchtektonik der Kalkalpen. Störungen, Klüfte sowie die Lineationen in Luft- und Satellitenbildern zeigen eine oft symmetrische Anordnung. Diese und der relative Bewegungssinn der Verwerfungen führten zur Annahme eines durch S-N-gerichtete Beanspruchung erzeugten Systems von dextralen NW-SE und sinistralen NE-SW-streichenden Scherbruchflächen (**Ammer-** und **Loisach-Störungen** nach KOCKEL et al. 1931, SCHMIDT-THOMÉ 1954 u. a.).

An diesen Blattverschiebungen wurden stellenweise Schollen des tektonischen Untergrundes der Kalkalpen an die Oberfläche geschleppt, z. B. an der Wolfgangsee-Störung Flysch und Ultrahelvetikum (PLÖCHINGER 1964). Im E überwiegen die sinistralen Blattstörungen; hier waren die Bewegungen z. T. mit der Bildung von (pull-apart-)Bekken verbunden, aus deren sedimentärer Füllung das Alter, z. B. der Salzach-Ennstal-Störung mit oberem Untermiozän (Karpát), datiert wurde (DECKER et al. 1994). Diagonalstörungen versetzen am Nordrand der Alpen als Blattverschiebungen mit den Kalkalpen noch Flysch und Helvetikum und reichen stellenweise in die Faltenmolasse. Daraus ergibt sich ein bis ins Miozän reichendes Störungsalter.

#### **7.4.8 Grauwacken-Zone, Ostalpines Altkristallin, Unterostalpin und Penninikum des Tauernfensters mit penninisch-unterostalpinischer Mischzone**

*KLAUS SCHWERD*

Die regional z. T. äußerst komplexe Deckentektonik sowie der deckeninterne Bau dieser stratigraphisch-strukturellen Großeinheiten der zentralen Ostalpen kann im folgenden nur kurz angerissen werden.

##### *Grauwacken-Zone*

Die nach W an der Inntalstörung tektonisch auskeilende Grauwacken-Zone fällt gegen N, bei teils erheblicher Verschuppung vor allem im Bereich der zur Trias der Nördlichen Kalkalpen vermittelnden permischen Serien, unter die Nördlichen Kalkalpen ein. Im E trennt die schmale, tektonisch im Bereich der Salzach-Ennstal-Störung zwischen Tauern und Dachstein keilförmig nach W vorspringende, aus Gesteinen der Grauwacken-Zone und kalkalpinen Trias aufgebaute Mandling-Schuppe die westlichste Ennstaler von der östlicheren Ennstaler Grauwacken-Zone. Nach S liegt die Grauwacken-Zone im westlichen Teil mit alpidisch tektonischem Deckenkontakt Elementen des Ostalpines Altkristallins und des Unterostalpins auf. Im E grenzt sie im Salzach-Ennstal-Bereich an steiler Störung gegen deckentektonisch tiefere, penninische Baueinheiten des Tauernfensters.

Intern ist die Gauwacken-Zone vor allem durch teils großräumige Verschuppung und Teildeckentektonik sowie bis zu Überkipfung reichendem, nord- und südvergente Klein- und Großfaltenbau gekennzeichnet. Die Trennung zwischen variskischer und alpidischer Deformation ist noch vielfach schwierig.

**Literatur:** JANOSCHEK & MATURA (1980), SCHÖNLAUB (1980), TOLLMANN (1977).

### *Ostalpines Altkristallin*

Die im Kartengebiet dem Ostalpinen Altkristallin zugeordneten Baueinheiten gehören nach TOLLMANN (1977) zum Mittelostalpin als großem alpidisch deckentektonischem Stockwerk zwischen Unterostalpin im Liegenden (s.u.) und Oberostalpin im Hangenden (Nördliche Kalkalpen samt Grauwacken-Zone). Die paläogeographisch-tektonische Stellung des Ostalpinen Altkristallins ist in jüngerer Zeit jedoch wieder in Diskussion geraten (s. z. B. BRANDNER & SPERLING 1995, EISBACHER et al. 1990, FRANK in FLÜGEL & FAUPL 1987, OBERHAUSER 1995).

Die Hauptgefügeprägung der im Kartenbereich westlich von Innsbruck vorwiegend E-W-streichenden, meist steil einfallenden Gesteine des **Ötztalkristallins** entstand während der variskischen Orogenese. Alpidisch wurde der gesamte Block als Decke zusammen mit den übrigen ostalpinen Einheiten weit über penninische Bauelemente und Gesteine des ehemaligen europäischen Vorlandes transportiert (s. Kap. 5.2) und dabei hauptsächlich bruchtektonisch deformiert (s. PIRKL 1980, TOLLMANN 1977).

Nach E grenzt das Ötztalkristallin im Kartenbereich an einer Störungszone, der Brennerabschiebung, gegen den Innsbrucker Quarzphyllit und eine diesem tektonisch auflagernde, nach E über den Patscherkofl hinausziehende, ehemals mit dem Ötztalkristallin verbundene Kristallindeckscholle. Die Brennerabschiebung stellt dabei ein mehrphasiges, jüngeroligozänes bis miozänes, relativ flach nach W einfallendes Abschiebungssystem dar (s. FÜGENSCHUH 1995, MOSTLER 1986, RATSCHBACHER et al. 1991). Mit einer nach NW zunehmenden rechtshändigen Seitenverschiebungskomponente setzt sie sich durch das Inntal über Telfs hinaus bis in das östliche Mieminger Gebirge fort. Die inntalparallele, das Ötztalkristallin westlich von Telfs begrenzende Störungszone stellt eine mit der Brennerabschiebung zeitlich gemeinsame, ebenfalls rechtshändige Seitenverschiebungszone mit nach W zunehmendem Einengungscharakter dar. An ihr ist das Ötztalkristallin auf den Südrand der Nördlichen Kalkalpen auf- und überschoben (s. EISBACHER & BRANDNER 1995).

Die von Schwaz in einem Bogen bis in das Wildkogelgebiet nördlich von Neukirchen im Salzachtal unter der Grauwacken-Zone hervortretenden Altkristallinschollen (**Kellerjochgneis**) stellen nach TOLLMANN (1977) alpidische, mittelostalpine Deckenschollen in Ostfortsetzung des Ötztalkristallins dar. SATIR & MORTEANI (1979) vermuten in ihnen hingegen einen bereits variskischen, mit dem unterlagernden Quarzphyllit verbundenen Deckenbau.

Das **Ostalpine Altkristallin der Schladminger Tauern** grenzt im N an steiler, verschuppter Störungszone gegen die Ennstaler Grauwacken-Zone. Nach W lagert es, in eine Reihe von Halbklippen zerlappt, in strukturell kompliziertem Verband alpidisch deckentektonisch dem Unterostalpin der Radstätter Tauern auf (s. SLAPANSKY & FRANK in FLÜGEL & FAUPL 1987, TOLLMANN 1977). Das amphibolitfaziell metamorphe Altkristallin der Schladminger Tauern wurde alpidisch vor allem durch Bruchtektonik und begleitende retrograde Metamorphose überprägt.

### *Unterostalpin*

Der wohl großteils invers gelagerte **Innsbrucker Quarzphyllit** tritt tektonisch zwischen dem Penninikum des Tauernfensters im Liegenden und Ostalpinem Altkristallin (Kellerjochgneis) bzw. oberostalpinen Grauwacken-Zone im Hangenden auf. Während

zu den beiden letztgenannten Einheiten ein tektonischer Deckenkontakt besteht, ist der Innsbrucker Quarzphyllit nach S gegen das Tauernpenninikum durch die oligozäne bis miozäne, linksversetzende Salzach-Ennstal-Störung begrenzt.

Das **Unterostalpin der Radstädter Tauern** ist nach TOLLMANN (1977) in eine Reihe alpidischer, z. T. tektonisch äußerst komplexer Decken und Schuppen gegliedert (s. auch THIELE 1980). Die oberste Decke liegt invers, die übrigen stehen im großen aufrecht. Insgesamt fällt das Unterostalpin hier flach nach E unter das deckentektonisch auflagernde Altkristallin der Schladminger Tauern, zu dem nach SLAPANSKY & FRANK (in FLÜGEL & FAUPL 1987) enge strukturelle Verbindungen bestehen.

### *Penninikum des Tauernfensters mit penninisch-unterostalpiner Mischzone*

Zwischen Zillertal im W und Kleinarlal im E treten im Kartenblatt noch Anteile des **Tauernfensters** auf, in dem unter dem ostalpinen Deckenstapel penninische Baueinheiten der Alpen freigelegt sind. Das Fenster wird nach N durch die linksverschiebende Salzach-Ennstal-Störung und nach E durch das deckentektonisch auflagernde Unterostalpin der Radstädter Tauern begrenzt. Innerhalb des Fensters verursachten alpidische und bereichsweise bereits voralpidische Deformationsereignisse einen teils äußerst komplexen Decken- und Schuppenbau. Die Aufwölbung und Freilegung des Penninikums als metamorpher Dom inmitten des Ostalpins entstand durch abschiebungsbedingte tektonische Erosion infolge spätoligozäner bis miozäner, in Streichrichtung des Orogens verlaufender Krustendehnung (s. Kap. 5.2).

Den tektonischen Großbau im Kartenbereich prägen W-E-streichende, vorwiegend nord-, stellenweise aber auch südvergente Decken und Falten. Das untere Hauptstrukturelement bilden Überfaltungsdecken und zu Lamellen ausgelängte Platten des **Zentralgneises** mit abschnittsweise noch stratigraphisch auflagernden Altpaläozoikumserien und permomesozoischen Gesteinen. Stapelungen letztgenannter beider Serien als eigene, vom Zentralgneis losgelöste Decken setzen das mittlere, als **Untere Schieferhülle** bezeichnete tektonische Hauptstockwerk zusammen. Unteres und mittleres Hauptstockwerk werden gemeinsam auch **Venedigerdecke** genannt. Tektonisch darüberfolgend bauen hauptsächlich Bündner Schiefer samt basischen Magmatiten sowie bereichsweise anhängenden permotriassischen Serien das als **Obere Schieferhülle** oder **Glocknerdecke** bezeichnete, nächst höhere Deckensystem auf. Höchstes tektonisches Element des Tauernfensters bildet die **penninisch-unterostalpine Mischzone** als eine oft intensiv verfaltete und verschuppte Folge von Bündner Schiefern der Glocknerdecke, Gesteinseinheiten des Unterostalpins und paläogeographisch wohl im Übergangsbereich zwischen beiden entstandenen Flyschen.

**Literatur:** KRAINER (1994), KURZ et al. (1996), NEUBAUER (1994), RATSCHBACHER et al. (1991), THIELE (1980), TOLLMANN (1977).



# 8 Analyse des geologischen Untergrundes mit Hilfe der Geophysik

*KURT BADER*

Neben zahlreichen kleinräumig-lokalen Messungen (Reflexions- und Refraktionsseismik, Geoelektrik, Magnetik) trugen vor allem die großräumig-regionalen Messungen (Erdkrustenseismik, Reflexions-, Refraktionsseismik, Gravimetrie und Magnetik) zur Klärung der Tektonik und des geologischen Aufbaues des Grund- und Deckgebirges bei.

## 8.1 Grundgebirge

Im Rahmen von großen Forschungsprojekten (Untersuchung der Erdkruste bis zum Oberen Erdmantel, DEKORP, KTB und ISO 89) wurden umfangreiche seismische Messungen durchgeführt, deren Ergebnisse für die Platzierung der Kontinentalen Tiefbohrung mitbestimmend waren. (DEKORP = Deutsches kontinentales reflexionsseismisches Programm; KTB = Kontinentale Tiefbohrung - Oberpfalz; ISO 89 = Integrierte Seismik Oberpfalz 1989 im Umfeld der KTB).

Ziel der KTB (vgl. Kap. 7.1.3) war ursprünglich eine in 12 km Tiefe gelegene seismische Struktur mit hoher Reflektivität und hoher Geschwindigkeit (7–8 km/s = Unterkrusten- bis Obere Mantel-Geschwindigkeit), die als Erbdorf-Körper (EK) bezeichnet wird. Vor Beginn der KTB abgeteufte 200 m-Bohrungen ließen auf einen niedrigen Temperaturgradienten in der Oberen Erdkruste schließen, der eine Endteufe über 12 km ermöglicht hätte, denn eine Bohrlochtemperatur von 300°C gilt aus technischen Gründen als Grenzwert. Der vorausberechnete Temperaturgradient erwies sich beim Abteufen der KTB jedoch als zu niedrig. Etwa 275°C wurden bereits in 9,1 km Tiefe, der bohrtechnisch bedingten Endteufe der KTB, erreicht.

Durch eine spezielle Auswertemethodik kann das seismische **Reflexionsvermögen der Erdkruste** dargestellt werden (SIMON & GEBRANDE 1994). Im SW-NE-Reflexionsprofil über die KTB zeichnen sich bei dieser Auswertung in den oberen 10 km der Erdkruste von SW nach NE das Deckgebirge, die Störungszone des Fränkischen Lineaments (FL) und die Glimmerschiefer des Saxothuringikums durch ihr hohes Reflexionsvermögen ab. Der Falkenberger Granitkörper besitzt dagegen ein sehr geringes Reflexionsvermögen, wodurch sein Tiefgang mit 7–10 km angegeben werden kann. Unter der Bohrlochsohle der KTB zeichnet sich der EK mit seinem hohen Reflexionsvermögen ab. Seine Oberkante liegt etwa in 11 km Tiefe. Der Obere Erdmantel weist nur ein geringes Reflexionsvermögen auf, so daß auch in dieser Parameterdarstellung das Einfallen der Mohorovičić-Zone (Moho) nach E in ca. 30 km Tiefe gut zu erkennen ist (Abb. 8.1-1).

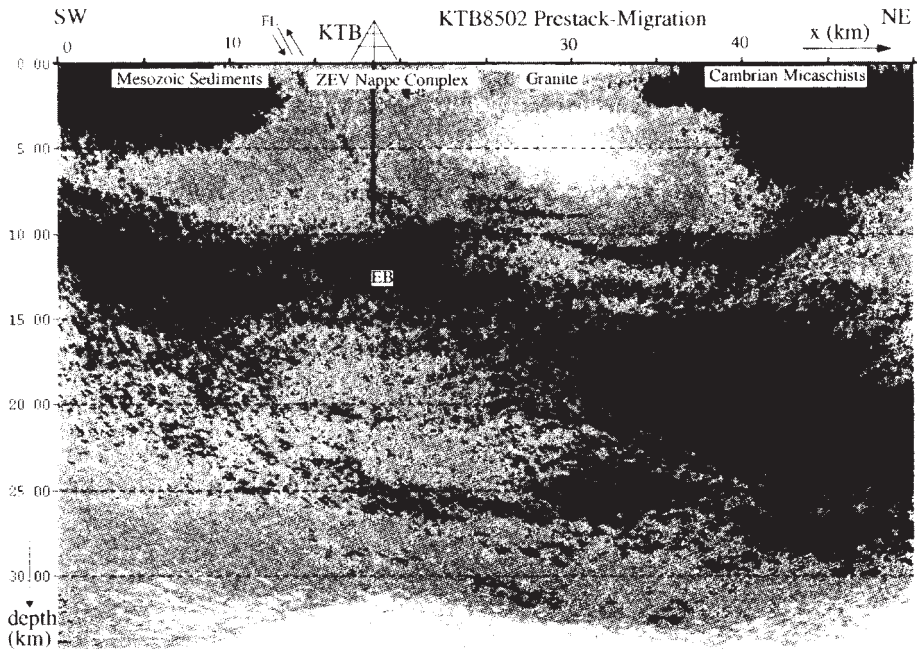


Abb. 8.1-1 Seismisches Reflexionsvermögen der Erdkruste bis zum Oberen Erdmantel entlang eines Profils über die KTB, nach SIMON & GEBRANDE (1994).  
Schwarz = hohe, weiß = niedrige Reflektivität.

Die allgemein übliche Auswertemethodik der Reflexionsseismik beruht auf automatischer Verstärkungsregelung, Stapelung und anschließender Migration für geneigte Horizonte. Bei der Darstellung des Reflexionsvermögens dagegen werden die Amplituden nur Laufzeit-korrigiert und anschließend dem Migrationsprozeß unterworfen. Die Stapelung erfolgt zum Schluß. Dadurch wird die relative Bedeutung der Reflexionshorizonte noch mehr hervorgehoben.

Die dreidimensionale ISO 89 ergab zwei Gruppen von reflexionsseismischen Flächen:

- mit 45–65° nach SE einfallende Reflektorflächen, die mit den Störungen des FL und mit ausgeprägten Störungsbereichen im Profil der KTB in 3,5–7 km in Verbindung gebracht werden können. Die tiefste und mit 65° steilste Reflektorfläche (SE 1), korrespondiert direkt mit der Altenparkstein-Störung als Teil des FL. Sie ist auch der stärkste dieser geneigten Reflektoren und reicht in dieser Ausprägung bis in 10 km Tiefe, bis zum EK.
- flachliegende Reflektorflächen, die im SW-Teil des ISO-89-Meßgebiets in 10–14 km und im NE-Teil in 8,5–10,5 km Tiefe liegen. Die Reflektoren im SW-Teil bilden den Erbdorf-Körper (EK). Die SE 1 zielt zwischen diese beiden Teile der flachliegenden Reflektorflächen. Es wird deshalb vermutet, daß beide Teile der flachliegenden Reflektorflächen der gleichen geologischen Einheit angehören, jedoch durch die junge Aufschiebung an der FL voneinander getrennt worden sind (HIRSCHMANN 1992, STETTNER 1992 a, WIEDERHOLD 1992).

Die **Reflexionsseismik** des DEKORP-4-Profiles vom Frankenwald bis zum Bayerischen Pfahl konnte im zentralen bis südlichen Teil mit einem Geschwindigkeits-Tiefen-Funktions-Profil aus Weitwinkel-Messungen ergänzt werden (DEKORP RESEARCH GROUP 1988: Abb. 45). Es ist ein generelles Einfallen aller dieser Strukturen nach SE zu erkennen. Besonders ausgeprägt sind sie im Moldanubikum bis zur Erbindorf-Linie. Zugleich wurde hier eine Krustenverdickung von 2–3 km gegenüber dem Saxothuringikum gemessen. Im Bereich der Zone von Erbindorf-Vohenstrauß (ZEV) ist eine schüsselförmige Struktur bis etwa 7 km Tiefe angedeutet.

Die Verbreitung von Metabasit-Gneis-Massen wird besonders gut durch die **Schwere-Anomalien** angezeigt (Abb. 8.1-2). So läßt sich aus der positiven Schwere-Anomalie der ZEV ihre Fortsetzung nach W um 20 km unter das Deckgebirge erkennen. Ebenso reicht die positive Schwere-Anomalie der Münchberger Masse (MM) 20 km nach N über die MM hinaus (PLAUMANN 1982).

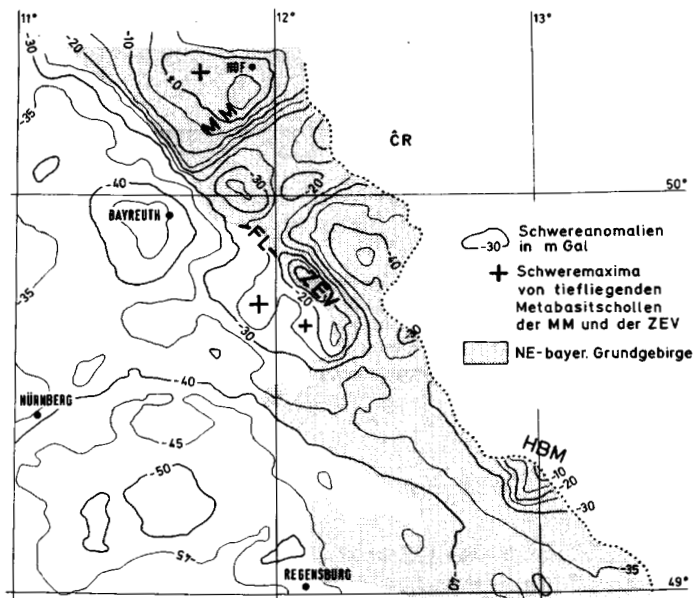


Abb. 8.1-2 Schwere-Anomalien über den Metabasit-Gneis-Massen der Münchberger Masse (MM) und Fortsetzung nach N, der Neustädter Scholle (ZEV) und Fortsetzung nach W und des Hoher-Bogen-Massivs (HBM). Ausschnitt aus der Schwerekarte 1 : 500 000 von PLAUMANN (1987).

In der Aeromagnetischen Karte (BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE 1976) sind die großen **Magnetik-Anomalien** über den Metabasit-Gneis-Massen der ZEV von Windischeschenbach und von Vohenstrauß zu erkennen. Diese Magnetik-Anomalien wurden von BADER & STETTNER (1990) auf eine Magnetkiesvererzung im Schergefüge zurückgeführt. Die KTB bestätigte die vorausgesagte Magnet-

kiesvererzung. Durch Magnetik-Anomalien sind auch die Umrandungen der ZEV, MM und des Hoher-Bogen-Massivs charakterisiert, wobei Magnetit als Ursache anzunehmen ist (z. B. Forschungsbohrung Dobrigau 1989).

Detaillierte flächenhafte Schweremessungen (bis 30 Meßpunkte je TK 25) im Bereich der **Pfahlzone** bei Viechtach-Regen (PLAUMANN 1991) ergaben eine Pfahl-parallele Schwerazonierung, die als nach SW zunehmende Heraushebung gedeutet werden kann (Abb. 8.1-3): Anatexit-Zone südöstlich des Pfahls (Krustenabschnitt mit Granit ist weitgehend abgetragen = große Schwere), Cordieritgneis-Zone zwischen Pfahl und Rundinger Zone (Granite in geringer Tiefe = geringe Schwere) und Glimmergneis-Glimmerschiefer-Zone nordöstlich der Rundinger Zone (Granite in großer Tiefe = mittlere Schwere). Die Schwereminima im Bereich des Pfahls selbst werden durch den Mylonit verursacht und durch Granite, die teils anstehen, teils in geringer Tiefe liegen (Körneltgneis als Dach der Granite).

Serpentinite und Basalte eignen sich besonders gut für **Störkörperberechnungen** aus der Bodenmagnetik-Anomalie. So konnte mit Hilfe der linsenförmigen Serpentinittkörper am Südostrand der Münchberger Masse die Tektonik der Randschieferzone nachgezeichnet werden (BADER 1964). Für das negativ (invers) magnetisierte Basaltvorkommen Muckenthal-Letten auf Blatt Erbdorf ergab sich als Körperform ein Spalten- und ein Rundschlot mit einer südlich anschließenden geringmächtigen Basaltdecke.

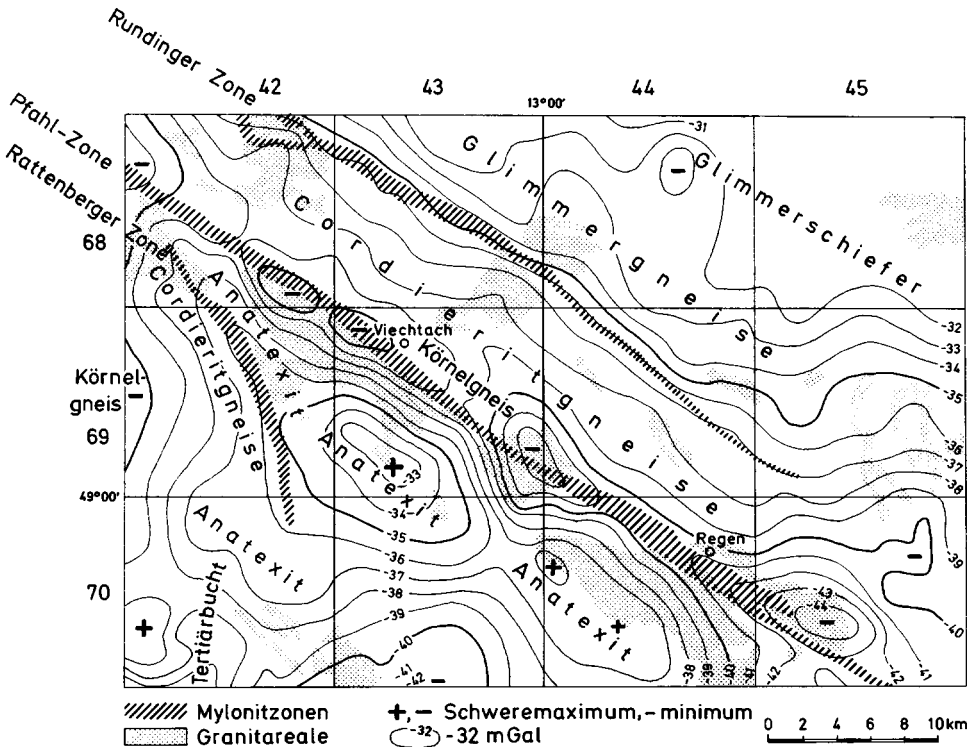


Abb. 8.1-3 Geologische Interpretation der Schwerekarte 1 : 200 000 Bayerischer Pfahl; Schwere-messung nach PLAUMANN (1991).

Mit der Refraktionsseismik kann die **Zersatz- und Kleinzerklüftungszone** des Kristallins ermittelt werden. Im KTB-Umfeld und bei der Trinkwasser-Talsperre (TWT) Frauenu ist dies flächenhaft geschehen. Im Taleinschnitt des Regen (TWT Frauenu) wurden dabei bis 30 m Zersatz und bis in 60 m Tiefe Kleinzerklüftung angetroffen (BADER & WEINELT 1975), ebenso in Zersatzwannen auf den Blättern Flossenbürg, Rötzig und im KTB-Umfeld.

## 8.2 Süddeutsche Großscholle

Die tiefenseismischen Messungen zur Erforschung der **Struktur der Erdkruste** begannen 1950 mit der Registrierung von Steinbruchsprengungen über große Entfernungen. Dabei wurde vor allem die Tiefe der Mohorovičić-Zone (Moho), die definitionsgemäß die Erdkruste vom Erdmantel trennt, erkundet (GIESE & STEIN 1971). Die Moho wurde unter dem Schwarzwald, dem Odenwald und dem Spessart in der ungewöhnlich geringen Tiefe von 25 km gefunden. Diese geringe Tiefe zeigt das Aufsteigen der Moho (durch Erhitzen des Erdmantels) unter dem Riftsystem Oberrheintalgraben-Hessische Senke an, das zur Grabenbildung führte. Die Moho sinkt nach SE auf 28 km ab und gibt damit die Schichtneigung des Schichtstufenlandes vor. Von der Schwäbisch-Fränkischen Alb an verstärkt sich das Absinken der Moho nach E zur Böhmisches Masse auf 30 km Tiefe (wegen der Basite eine Kruste mit größerer Dichte; isostatisch ausgeglichen, daher keine negative Schwere-Anomalie) und nach S zum Nordrand des Alpenorogens auf 35 km Tiefe (wegen der alpidischen Subduktion der mitteleuropäischen Kontinentplatte; noch nicht isostatisch ausgeglichen, daher eine negative Schwere-Anomalie). Das reflexionsseismische DEKORP-2-Süd-Profil von der Donau über das Ries und den Spessart zeigt vorherrschend SE-fallende Reflexionshorizontstücke. In diesem Reflexionsprofil sind auch zahlreiche Diffraktionen vorhanden, die auf linienhafte Unregelmäßigkeiten, wie Zerrungsstrukturen, zurückgeführt werden (DEKORP RESEARCH GROUP 1985).

In **Nordbayern** wurden erste refraktionsseismische Messungen unter Ausnutzung von Steinbruchsprengungen zur Erkundung der **Grundgebirgsoberfläche** von den Universitäten (1948–1952) ausgeführt. Es folgten Refraktions- und Reflexionsseismik der Erdölindustrie (1954–1957), der Riesforschung (1948–1980), der Erkundung des Grundgebirgsrückens von Dinkelsbühl-Berching im Meßpunktrastrer von 10 km (1983–1994) und der Erkundung des Nordostbayerischen Permokarbon-Trogs im Rahmen des KTB-Programms (1988) und der Erdölindustrie (1992–1993).

Der tiefste **Rotliegend-Trog** reicht bis 2800 m u. NN 10–20 km südwestlich Weiden. Die reflexionsseismischen Messungen lassen eine Folge von zum Fränkischen Lineament (FL) parallelen Störungen an der Grundgebirgsoberfläche erkennen, die teils Aufschiebungs- (wie die FL) und teils Abschiebungscharakter besitzen (MÜLLER 1994). Ein weiterer tiefer Rotliegend-Trog wurde durch die seismischen Messungen im Bereich des Grundgebirgsrückens von Dinkelsbühl-Berching entdeckt, ebenfalls begrenzt von tektonischen Störungen. Er kann bis 1000 m u. NN (= 1000 m Rotliegend-Füllung) eingetieft sein. Weitere kleinere Rotliegend-Tröge im Bereich dieses Grundgebirgsrückens liegen unter der Hesselberg-Mulde und südlich Treuchtlingen. Hervorzuheben sind die höchste Erhebung mit 170 m ü. NN bei Eysölden und die Deutung des Rotliegend-Porphyr der Wasserbohrung Gunzenhausen als isolierten Vulkanberg. Er ragt um ca. 130 m über die refraktionsseismisch bestimmte Grundgebirgsoberfläche der Umgebung auf.

Im Bereich des o. g. Grundgebirgsrückens konnte mit Ausnahme des besonders tiefen Rotliegend-Trogs von Abenberg keine Korrelation zwischen dem Grobrelief der Grundgebirgsoberfläche und den Schwere-Anomalien festgestellt werden, so daß gefolgert werden muß, daß Unterschiede der Gesteinsdichte des Grundgebirges die Hauptursache der Schwere-Anomalien sind. Schwereminima weisen auf Granitareaale hin, Schweremaxima auf Gneis und Basite. So decken sich Schwerehochs entlang der Schwäbischen und südlichsten Fränkischen Alb mit **Magnetik-Anomalien**, deren Ursache somit Basite sein dürften. Im Saxothuringikum (nördlich einer Linie Stuttgart-Nürnberg) sind kräftige Magnetik-Anomalien im Bereich von Heidelberg bis Würzburg vorhanden, die nicht direkt mit Schwere-Anomalien verbunden sind. Es muß deshalb an Magnetkies-Mineralisationen gedacht werden, ähnlich denen von Windischschnebach und Vohenstrauß im Nordostbayerischen Grundgebirge.

Die Erforschung des **Rieses** mit Reflexions- bzw. Refraktionsseismik, Gravimetrie, Magnetik und Geoelektrik trug wesentlich zur Deutung des Rieses als Impaktkrater bei (Kap. 3.5.3). Durch die geoelektrische Erkundung des Sohlniveaus einer präriesischen Erosionsrinne (Urmain) unter Riestrümmermassen-Bedeckung (BADER & SCHMIDT-KALER 1977) konnte eine Lösung des Problems der mehrfach um bis zu 200 m Höhe schwankenden Ablagerungsniveaus der miozänen Schichten auf der Alb gefunden werden (BADER & FISCHER 1987). Der genaue Verlauf des z. T. verzweigten tertiären Urnaabtals wurde dagegen durch refraktionsseismische Messungen ermittelt (Kap. 3.5.2).

In **Südbayern** fällt in der Schwerekarte (PLAUMANN 1995) das langgestreckte Landshut-Neuöttinger Schwerehoch mit seinem Schwereabfall zur Wasserburger Senke auf, ebenso der Schwereabfall vom Aidenbach-Griesbacher Hoch, nicht dagegen der kleinere Schwereabfall am Donaurandbruch. In diesem von der Reflexionsseismik der Erdölindustrie nicht erfaßten Bereich der **niederbayerischen Molasse** (wegen hochliegendem Malm nicht Kohlenwasserstoff-höflich) wurden bislang nur gebietsweise refraktions- bzw. reflexionsseismische und gravimetrische Messungen zur Ortung der Malmoberfläche bzw. der Grundgebirgsoberfläche durchgeführt, so südlich Ingolstadt, zwischen Straubing und Landshut und auf dem Aidenbach-Griesbacher Hoch. Mit diesen Messungen konnte die Schierling-Störungszone (UNGER & RISCH 1991) als eine zum Donaurandbruch parallele, mehrsinnige und z. T. grabenartige Störungszone zwischen Abenberg und Landau a. d. Isar erkannt werden.

Der flächenhaft von der Erdölindustrie mit **Reflexionsseismik** überdeckte größere Teil der **Vorlandmolasse** südlich des Landshut-Neuöttinger Hochs ist in seinem tektonischen Inventar in der Beilage 8 dargestellt.

In den Moränengebieten konnten durch kombinierte refraktionsseismische und geoelektrische Messungen insbesondere die Übertiefung und die Füllung der **glazialen Becken** erkundet werden. Eine Trennung in nicht eisbelastet (spät- bis postglazial) und in eisbelastet (älter) kann anhand der seismischen Geschwindigkeiten erfolgen. Danach liegen in allen würmzeitlichen Stammbecken noch beachtliche Mächtigkeiten von spätrißzeitlichen oder älteren Sedimenten, die vom Würmgletscher nicht ausgeräumt worden sind. Mit geoelektrischen Messungen kann die Fazies der Beckenfüllung erkundet werden. Es zeigt sich häufig die typische Deltaschüttung mit in Schüttungsrichtung aufsteigender Kieskörper-Unterkante auf der meist viel größeren Seetonfüllung (BADER 1979). So erreicht die spätglaziale Seetonfüllung des Rosenheimer Beckens bis 300 m Mächtigkeit.



Deckenschotter, Hochterrasse und Niederterrasse liegen in der **Münchener Schotterebene** in einem anomalen Aufschotterungsverband vor (in Bezug auf die klassische Abfolge im Iller-Lech-Gebiet). Dieser wird durch eine Umlenkung der Urisar vom Inn zum Unteren Isartal, dem Urloisachtal, und der damit verbundenen Anhebung des fluviatilen Niveaus erklärt. Durch refraktionsseismische Messungen konnten die Urisartäler von Bad Tölz zum Inn nachgewiesen werden (BADER 1982 a).

### 8.3 Alpen

Tiefenseismische Messungen und der Schwereabfall nach S zeigen ein verstärktes Abtauchen der Moho nach S zu den Zentralalpen an, von 35 km Tiefe am Nordrand der Faltenmolasse auf 45 km Tiefe unter den Nördlichen Kalkalpen. Refraktionsseismik unter Ausnützen von Steinbruchsprengungen und magnetotellurische Messungen östlich des Inns geben einen groben Einblick in den Aufbau des Deckgebirges am Nordrand des Alpenorogens. Nach diesen Messungen sinkt das kristalline Grundgebirge von 5 000 m Tiefe unter der Aufgerichteten Molasse auf 10 000 m Tiefe unter den Kalkalpen ab. Das Schichtpaket aus Molasse, Helvetikum und Flysch besitzt niedrige Widerstände von 3–10 Ohm m (salzwasserhaltig, tonig) und niedrige Geschwindigkeiten von 3,0–4,5 km/s (mit der Tiefe zunehmend), so daß es 15 km weit unter die 4 000 m mächtige Kalkalpendecke verfolgt werden kann (WILL 1976, KEMMERLE 1977).

**Magnetische Messungen** ergaben sowohl am Boden als auch als aeromagnetische Vermessung eine regionale positive Anomalie von 120 nT mit dem Maximum bei **Berchtesgaden** und einer Erstreckung von 50–100 km in W-E-Richtung. Störkörperberechnungen ergeben eine magnetische Gesteinsschicht mit der Magnetisierung von etwa 1 A/m, deren Oberfläche im Teufenbereich 5–10 km liegen kann. Mit der magnetischen Anomalie ist eine Schwere-Anomalie von 20 mGal eng verknüpft. Daraus kann auf basisches Gestein als Ursache beider Anomalien geschlossen werden. Eine ophiolithische (ozeanische) Kruste erscheint als einfachste, mit den geologischen Randbedingungen zu vereinbarende geologische Interpretation (BLEIL & POHL 1976).

Reflexionsseismische Messungen der Erdölindustrie zeigen den **Falten- und Schuppenbau** der Faltenmolasse und weisen die darunter liegende autochthone Molasse mit ihren typischen syn- und antithetischen Verwerfungen nach. Von E nach W greift die Überschiebungsbahn der Faltenmolasse immer weiter in die Tiefe, im Allgäu bereits bis nahe an den Malm-Reflektor. Im Chiemgau ist die hoch aufgerichtete Vorlandmolasse mit einem vorgeschobenen Schuppenkörper darunter zu erkennen (VEIT 1963 : 15).

Mit refraktionsseismischen (Anregung durch Kleinsprengungen) und geoelektrischen Messungen wurden die **glazialen Becken der Kalkalpen-Täler** untersucht. Das tiefste Becken mit 600 m Tiefe wurde im Loisachtal bei Oberau gefunden. Der glaziale Übertiefungsbetrag gegenüber dem tiefstmöglichen fluviatilen Niveau beträgt hier mindestens 400 m. Dieses Becken ist weitgehend mit einer älteren Deltaschüttung (2,32,7 km/s, mit der Tiefe zunehmend) aufgefüllt und von Vorstoßschottern zugeeckt worden. Die Füllung aus Kies und Seeton konnte vom Würm-Gletscher nur wenige Dekameter bis maximal 100 m tief ab- und ausgeräumt werden, so daß späteiszeitlich nur eine 20–30 m mächtige neue Deltaschüttung (kenntlich an 1,7 km/s) darüber abgelagert werden konnte. Vergleichbares ist für viele Kalkalpen-Täler nachgewiesen (BADER 1979). Die **Täler aus den Zentralalpen**, wie das Rheintal, Inntal und Salzachtal

sind würmglazial tiefer ausgeräumt, jedoch nicht bis zur Felstalsole. Von der älteren Füllung des 1000 m tiefen Inntals (nach Seismik und der Bohrung Wattens I) sind bei Baumkirchen (östlich Innsbruck) 70 % erhalten (PATZELT 1983, WEBER et al. 1990). Die Füllung besitzt eine seismische Geschwindigkeit von 2,3–4,0 km/s (mit der Tiefe zunehmend) und ragt bis 200 m über das heutige Inntal auf. Durch  $C^{14}$ -Datierung ist nicht nur ihr prähochwürmzeitliches Alter, sondern auch die Zeit der Würm-Talvergletscherung auf maximal 10 000 Jahre festgelegt.



## 9 Literatur

- ABDULLAH, N., GRAUERT, B. & KROHE, A. (1994): U-Pb- und Rb-Sr-Untersuchungen von Metagraniten der Mylonitzone von Floß-Altenhammer und einer Probe des Leuchtenberger Granits. – KTB Report, **94(2)**: 37, Hannover.
- ABDULLAH, N., KROHE, A. & GRAUERT, B. (1994): Altersbestimmungen von HT-Myloniten der Mylonitzone von Floß-Altenhammer und eines Gneisvorkommens im Leuchtenberger Granit. – KTB Report, **94(2)**: 36, Hannover.
- ABELE, G. (1974): Bergstürze in den Alpen, ihre Verbreitung, Morphologie und Folgeerscheinungen. – Wiss. Alpenvereins., **25**: 230 S., München.
- AIGNER, T. & BACHMANN, G. H. (1993): Sequence stratigraphy of the German Muschelkalk. – In: HAGDORN, H. & SEILACHER, A. [Hrsg.]: Muschelkalk. Schöntaler Symposium 1991. – Sonderbde. Ges. Naturkde. Württemberg, **2**: 15–18, Korb, Stuttgart (Goldschneck).
- AIGNER, T., BACHMANN, G. H. & HAGDORN, H. (1990): Zyklische Stratigraphie und Ablagerungsbedingungen von Hauptmuschelkalk, Lettenkeuper und Gipskeuper in Nordost-Württemberg. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F. **72**: 125–143, Stuttgart.
- ALBERTI, F. VON (1834): Beitrag zu einer Monographie des Bunten Sandsteins, Muschelkalks und Keupers und die Verbindung dieser Gebilde zu einer Formation. – 368 S., Stuttgart.
- AMMON, L. VON (1875): Die Jura-Ablagerungen zwischen Regensburg und Passau. – 200 S., München (F. STRAUB).
- ARIC, K. & STEINHAUSER, P. (1976): Geophysikalische Untersuchungen des Inntal-Untergrundes bei Thaur, östlich von Innsbruck. – Z. Gletscherkde. Glazialgeol., **7**: 37–54, Innsbruck.
- BABUREK, J. (1995): High, medium and low pressure assemblages from the Czech part of the Kralovsky Hvozdi Unit (KHU) in the Moldanubian Zone of the SW Bohemia. – J. Czech Geol. Soc., **40(1–2)**: 115–126, Prag.
- BACHMANN, G. H. & MÜLLER, M. (1981): Geologie der Tiefbohrung Vorderriß 1 (Kalkalpen, Bayern). – Geologica Bavaria, **81**: 17–53, München.
- BACHMANN, G. H. & MÜLLER, M. (1992): Sedimentary and structural evolution of the German Molasse Basin. – Eclogae geol. Helv., **85(3)**: 519–530, Basel.
- BACHMANN, G. H. & MÜLLER, M. (1995): Das süddeutsche Molassebecken – seine Entwicklung seit dem Variszikum: eine Einführung. – Exkursionsf. Veröff. GGW, **195**: 14–16, Berlin.
- BACHTADSE, V., TAIT, J., SOFFEL, H. & FRANKE, W. (1994): New palaeomagnetic constraints for reconstruction of the palaeozoic orogenies in Central Europe. – KTB Report, **94(2)**: 10, Hannover.
- BACKHAUS, E. (1994): Der Einfluß der Tektonik und des skythisch-anisischen Meeresspiegelanstiegs auf die Faziesgliederung des Oberen Buntsandsteins im Germanischen Triasbecken. – Z. dt. geol. Ges., **145(2)**: 325–342, Hannover.
- BACKHAUS, E. & HEIM, D. (1995): Die fluvio-lakustrine Fazies des Übergangsbereichs Plattensandstein/Rötquarzit (Oberer Buntsandstein) im mittleren Odenwald unter besonderer Berücksichtigung der Violetten Zone. – Geol. Jb. Hessen, **123**: 49–68, Wiesbaden.
- BADER, K. (1964): Das magnetische Störfeld der Serpentine am Südostrand der Münchberger Gneismasse und seine Interpretation. – Dt. Geodät. Komm. (Bayer. Akad. Wiss.), **C 72**: 69 S., München.
- BADER, K. (1979): Exarationstiefen würmeiszeitlicher und älterer Gletscher in Südbayern (Trennung eisvorbelasteter und nicht eisvorbelasteter Sedimente aufgrund der seismischen Geschwindigkeiten). – Eiszeitalter u. Gegenwart, **29**: 49–61, Hannover.
- BADER, K. (1982a): Die Verbauung von Ur-Isartälern durch die Vorlandvergletscherung als Teilersache der anomalen Schichtung des Quartärs in der Münchener Ebene. – Mitt. Geograph. Ges. München, **67**: 5–20, München.
- BADER, K. (1982b): Die Grundgebirgstiefe längs eines Profils von Burgthann bis Beilngries aufgrund refraktionsseismischer Messungen. – Geologica Bavarica, **83**: 123–127, München.

- BADER, K. (1985): Geophysikalische Untersuchungen. – In: WOLFF, H.: Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8338 Bayerischzell. – 148–151, München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- BADER, K. (1991 a): Bericht über die refraktionsseismische Messung zur Erkundung der Grundgebirgsoberfläche und eventuell vorhandenem Rotliegenden im Altmühltal 2–6 km NW Treuchtlingen. – Interner Ber. Bayer. Geol. L.-Amt: 4 S., München.
- BADER, K. (1991 b): Geophysikalische Untersuchungen. – In: UNGER, H. J.: Geologische Karte von Bayern 1 : 50 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. L 7538 Landshut. – 216 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- BADER, K. (im Druck): Das Grundgebirgshoch von Dinkelsbühl–Berching (südlich von Nürnberg) nach refraktionsseismischen Messungen. – Geol. Jb., E, Hannover.
- BADER, K. & FISCHER, K. (1987): Das präriesische Relief im südöstlichen Riesvorland (Riesstrümmersengebiet). – Geol. Bl. NO-Bayern, 37(3–4): 123–142, Erlangen.
- BADER, K. & SCHMIDT-KALER, H. (1977): Der Verlauf einer präriesischen Erosionsrinne im östlichen Riesvorland zwischen Treuchtlingen und Donauwörth. – Geologica Bavarica, 75: 401–410, München.
- BADER, K. & STETTNER, G. (1990): Zur Ursache der aeromagnetischen Anomalie von Windischeschenbach und Vohenstrauß (Nordost-Bayern). – Geol. Jb., E 44: 15–35, Hannover.
- BADER, K. & WEINELT, W. (1975): Geologisch-geophysikalische Untersuchungen für die geplante Trinkwassersperrt Frauenau (Bayer. Wald). – Geologica Bavarica, 74: 179–192, München.
- BANKWITZ, P., TANNER, B., STEENTOF, H. & RABEL, W. (1995): Strukturen im Basement der Süd-deutschen Großscholle. – Exkursionsf. Veröff. GGW, 195: 19, Berlin.
- BARDUA, J. (1987): Gefügekundlich-petrographische Untersuchungen am Pfahl und seinen Nebengesteinen im Bayerischen Wald bei Freyung. – Dipl.-Arb. Univ. Erlangen: 139 S., Erlangen.
- BARTHEL, K. W. (1963, 1965): Le Crétacé inférieur de la région est du bassin a Molasse. – Colloque sur le Crétacé inférieur. Mém. Bur. Rech. Géol. Min., 34: 769–777, Lyon 1963, Paris 1965.
- BARTHEL, K. W. (1969): Die obertithonische, regressive Flachwasser-Phase der Neuburger Folge in Bayern. – Abh. Bayer. Akad. Wiss., Math.-naturwiss. Kl., N. F. 142: 5–174, München.
- BARTHEL, K. W. (1978): Solnhofen. Ein Blick in die Erdgeschichte. – 231 S., Thun (Ott).
- BARTHELT, D. (1989): Faziesanalyse und Untersuchung der Sedimentationsmechanismen in der Unteren Brackwassermolasse Oberbayerns. – Münchner Geowiss. Abh., A 17: 1–118, München.
- BAUBERGER, W. (1977): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7046 Spiegelau und zum Blatt 7047 Finsterau (Nationalpark Bayerischer Wald): – 183 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- BAUBERGER, W. (1990): Rotliegendes. – In: HAUNSCHILD, H.: Die Thermal- und Mineralwasser-Ver-suchsbohrung Gunzenhausen/Mittelfranken. – Geol. Bl. NO-Bayern, 40: 75–78, Erlangen.
- BAUMANN, A., GRAUERT, B. & KLEEMANN, U. (1990): Altersbestimmung einer Mylonitzone im Grenzbereich ZEV/Moldanubikum. – KTB Report, 90(4): 551, Hannover.
- BAUMGARTNER, P. O. (1987): Age and genesis of Tethyan Jurassic Radiolarites. – Eclogae geol. Helv., 80(3): 831–879, Basel.
- BAUMHAUER, R. (1990): Lagerungsverhältnisse von Basalt und Braunkohlentertiär am Südrand der Langen Rhön und im südlichen Vogelsberg. – Z. dt. geol. Ges., 141: 79–86, Hannover.
- BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.] (1969): Das Ries. Geologie, Geophysik und Gene-se eines Kraters. – Geologica Bavarica, 61: 478 S., München.
- BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.] (1974): Die Forschungsbohrung Nördlingen 1973. – Geologica Bavarica, 72: 98 S., München.
- BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.] (1977): Ergebnisse der Ries-Forschungsbohrung 1973: Struktur des Kraters und Entwicklung des Kratersees. – Geologica Bavarica, 75: 470 S., München.
- BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.] (1981): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500 000. – 3. Aufl.: 168 S. München.
- BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.] (1989): Zur Kenntnis der Molasse in Bayern und angrenzenden Gebieten. Geologie – Paläontologie – Klima. – Geologica Bavarica, 94: 484 S., München.
- BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.] (1993): Wasserwirtschaftlicher Rahmenplan Main – Hydrogeologie. – 138 S., München.

- BECKER, B. (1978): Zeitstellung und Entstehung postglazialer Baumstammlagen in Fluß-Schottern im Bereich des Iller-Schwemmkegels und des Donautals östlich von Ulm. – In: FRENZEL, B.: Führer zur Exkursionstagung des IGCP-Projektes 73/1/24, 1976. – 115–123, Bonn/Bad Godesberg (DFG).
- BECKER, B. (1982): Dendrochronologie und Paläoökologie subfossiler Baumstämme aus Flußablagerungen. Ein Beitrag zur nacheiszeitlichen Auenentwicklung im südlichen Mitteleuropa. – Mitt. Komm. Quartärforsch. österr. Akad. Wiss., **5**: 120 S., Wien.
- BECKER, B. (1983): Postglaziale Auwaldentwicklung im mittleren und oberen Maintal anhand dendrochronologischer Untersuchungen subfossiler Baumstammablagerungen. – Geol. Jb., **A 71**: 45–59, Hannover.
- BEHR, H. J. (1992): Lineare Krustenstrukturen im Umfeld der KTB-Lokation. – KTB Report, **92**(3): 3–82, Hannover.
- BEHR, H., ENGEL, W. & FRANKE, W. (1980): Guide to excursion no. 2, Münchberger Gneismasse and Bayerischer Wald. International conference on the effect of deformation on rocks. – Microtectonics, **80**: 100 S., Göttingen.
- BEHRMANN, J. H. (1990): Zur Kinematik der Kontinentkollision in den Ostalpen. – Geotekt. Forsch., **76**: 180 S., Stuttgart.
- BENDA, L. [Hrsg.] (1995): Das Quartär Deutschlands. – 408 S., Berlin, Stuttgart (Borntträger).
- BERGER, J.-P. (1992): Correlative chart of European Oligocene and Miocene: Applications to the Swiss Molasse Basin. – Eclogae geol. Helv., **85**(3): 573–609, Basel.
- BERGER, K. (1962): Zur Geologie und Radioaktivität des uranhaltigen Burgsandsteins in Mittelfranken. – In: ABELE, G., BERGER, K. & SALGER, M.: Uranvorkommen im Burgsandstein Mittelfrankens. – Geologica Bavarica, **49**: 3–90, München.
- BERGER, K. (1981): Keuper. – In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.]: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500 000. – 3. Aufl.: 49–54, München.
- BEUG, H.-J. (1976): Die spätglaziale und frühpostglaziale Vegetationsgeschichte im Gebiet des ehemaligen Rosenheimer Sees (Oberbayern). – Bot. Jb. Syst., **95**(3): 373–400, Stuttgart.
- BEUTLER, G. (1980): Beitrag zur Stratigraphie des Unteren und Mittleren Keupers. – Z. geol. Wiss., **8**: 1001–1018, Berlin.
- BEUTLER, G., GÄRTNER, H. & RÖHLING, H.-G. (1992): Zur Muschelkalk/Keuper-Grenze im Norddeutschen Becken. – Nachr. dt. geol. Ges., **48**: 54–55, Hannover.
- BIEHLER, D. (1990): Strukturelle Entwicklung der penninisch-ostalpinen Grenzzone am Beispiel der Arosa-Zone im Ost-Rätikon (Vorarlberg, Österreich). – Eclogae geol. Helv., **83**: 221–139, Basel.
- BINDIG, M. (1994): Die Architektur der fluvialen Environments der Solling-Formation (Buntsandstein). – Zbl. Geol. Paläont. I, **1992**(11–12): 1167–1187, Stuttgart.
- BINDIG, M. & BACKHAUS, E. (1995): Rekonstruktion der Paläoenvironments aus den fluvialen Sedimentkörpern der Röt-Sandsteinfazies (Oberer Buntsandstein) Südwestdeutschlands. – Geol. Jb. Hessen, **123**: 69–105, Wiesbaden.
- BIRZER, F. (1969): Molasse und Ries-Schutt im westlichen Teil der südlichen Frankenalb – Geol. Bl. NO-Bayern, **19**: 1–23, Erlangen.
- BISCHOFF, R. (1993): Morphotektonische Entwicklung des Steinwaldgebietes (NE-Bayern) – Ergebnisse von Apatit-Spaltspuranalysen. – Geologica Bavarica, **98**: 97–117, München.
- BLEIL, U. & POHL, J. (1976): The Berchtesgaden Magnetic Anomalie. – Geol. Rdsch., **65**(2): 756–767, Stuttgart.
- BLOOS, G. (1976): Untersuchungen über Bau und Entstehung der feinkörnigen Sandsterne des Schwarzen Jura  $\infty$  (Hettangium und tiefstes Sinemurium) im Schwäbischen Sedimentationsbereich. – Arb. Inst. Geol. Paläont. Univ. Stuttgart, N. F. **71**: 1–269, Stuttgart.
- BLOOS, G. (1979): Über den Jura am Großen Haßberg (Unterfranken, N-Bayern) mit Bemerkungen zum Rät. – Stuttg. Beitr. Naturkde., Ser. B, **44**: 1–53, Stuttgart.
- BLOOS, G. (1981): Faziesentwicklung im tieferen Lias zwischen Coburg und Bayreuth (marin-litoral-terrestrisch). Exkursion J am 25. April 1981. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F. **63**: 139–150, Stuttgart.
- BLÜMEL, P. (1986): Metamorphic processes in the Variscan Crust of the central segment. – In: FREEMAN, R., MÜLLER, S. & GIESE, P. [Hrsg.]: Proceedings of 3rd European Geotraverse Workshop, Bad Honnef, 14.–16. 04. 1986. – Europ. Sci. Foundation: 149–155, Straßburg.
- BLÜMEL, P. (1990 a): Metamorphism along the SW margin of the Bohemian Massif – an overview. – Field guide Bohemian Massif. International conference on paleozoic orogens in Central Europe, Göttingen–Giessen, Aug.–Sept.: 143–179, Göttingen.

- BLÜMEL, P. (1990 b): The Moldanubian region in Bavaria: IGCP 233, Conference on Paleozoic orogens in Central Europe – Geology and Geophysics. – Field Guide Bohemian Massif. International conference on paleozoic orogens in Central Europe, Göttingen – Giessen, Aug.-Sept.: 65–75, Göttingen.
- BLÜMEL, P. (1995 a): Metamorphic evolution (of autochthon and nonmetamorphic nappe units). – In: DALLMEYER, R. D., FRANKE, W. & WEBER, K. [Hrsg.]: Pre-Permian geology of Central and Eastern Europe. – 260–265, Berlin (Springer).
- BLÜMEL, P. (1995 b): Metamorphic evolution (of exotic metamorphic nappes). – In: DALLMEYER, R. D., FRANKE, W. & WEBER, K. [Hrsg.]: Pre-Permian geology of Central and Eastern Europe. – 295–308, Berlin (Springer).
- BLÜMEL, P. (1995 c): The Moldanubian Zone in Bavaria. – In: DALLMEYER, R. D., FRANKE, W. & WEBER, K. [Hrsg.]: Pre-Permian geology of Central and Eastern Europe. – 462–464, Berlin (Springer).
- BLÜMEL, P. & SCHREYER, W. (1976): Progressive regional lower pressure metamorphism in Moldanubian metapelites of the Northern Bavarian Forest, Germany. – *Krystalinikum*, **12**: 7–30, Prag.
- BLUNDELL, D., FREEMAN, R. & MUELLER, S. [Hrsg.] (1992): A continent revealed: The European Geotraverse. – 275 S., Cambridge (University Press).
- BÖGEL, H. & SCHMIDT, K. (1976): Kleine Geologie der Ostalpen. – 231 S., Thun (Ott).
- BÖHME, G. (1992): Pliozäne Erdfallbildungen in der östlichen Vorderrhön und ihre Bedeutung für die Morphogenese des Gebietes. – *Z. geol. Wiss.*, **20**(5–6): 447–454, Berlin.
- BOLLINGER, D. (1988): Die Entwicklung des distalen osthelvetischen Schelfs im Barremian und Früh-Aptian. – *Mitt. Geol. Inst. ETH Univ. Zürich*, N.F. **259 a**: 136 S., Zürich.
- BOSBACH, D., STOSCH, H. G. & SEIDEL, E. (1991): Magmatic and metamorphic evolution of the Münchberg Massif, N.E. Bavaria. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **107**: 112–123, Berlin.
- BOUMA, A. H., NORMARK, W. R. & BARNES, N. E. [Hrsg.] (1985): Submarine fans and related turbidite systems. – 351 S., New York (Springer).
- BRAND, R. (1980): Die niedriggradige Metamorphose einer Diabas-Assoziation im Gebiet Berg-Frankenwald. – *N. Jb. Mineral. Abh.*, **139**: 82–101, Stuttgart.
- BRANDNER, R. & SPERLING, M. (1995): Zur „Terrane“-Geschichte der Lienzer Dolomiten (Drauzug) aus stratigraphischer und struktureller Sicht. – In: GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT [Hrsg.]: Geologie von Osttirol, Arbeitstagung 1995 der Geologischen Bundesanstalt. – 23–35, Wien.
- BRUCKSCHEN, P. & SCHRÖDER, B. (1994): Unterer Keuper (Lettenkeuper) östlich der Rhön – Kartierstratigraphie und regionale Korrelation. – *Z. dt. geol. Ges.*, **145**(2): 318–324, Hannover.
- BRUIJN, H. DE, DAAMS, R., DAXNER-HÖCK, G., FAHLBUSCH, V., GINSBURG, L., MEIN, P. & MORALES, J. (1992): Report of the RCMNS working group on fossil mammals, Reisenburg 1990. – *Newsl. Stratigr.*, **26**(2–3): 65–118, Berlin.
- BRUNNACKER, K. (1964): Quartär. – In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.]: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000. – 2. Aufl.: 230–243, München.
- BRUNNACKER, K. (1978): Der Main im Quartär. – *Schriftenr. Bayer. L.-Amt Wasserwirtsch.*, **7**(Das Mainprojekt): 27–28, München.
- BRUNNACKER, K. (1982): Äolische Deckschichten und deren fossile Böden im Periglazialbereich Bayerns. – *Geol. Jb.*, **F 14**: 15–25, Hannover.
- BRUNNACKER, K., BOENIGK, W., KOCH, A. & TILLMANN, W. (1976): Die Matuyama/Brunhes-Grenze am Rhein und an der Donau. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **151**: 358–378, Stuttgart.
- BÜCHI, U. P. & SCHLANKE, S. (1977): Zur Paläogeographie der schweizerischen Molasse. – *Erdöl-Erdgas-Z.*, **93** [Sonderausg.]: 57–69, Hamburg.
- BÜRGISSER, H. M. (1981): Zur zeitlichen Einordnung der Oberen Süßwassermolasse in der Nordostschweiz. – *Vierteljahresschr. Naturforsch. Ges. Zürich*, **126**(3): 149–164, Zürich.
- BUESS, C. C. (1993): Mineralchemie und Geothermobarometrie der Intrusivgesteine der Gabbroamphibolitmasse von Neukirchen b. Hl. Blut (Nordostbayern). – *Geologica Bavarica*, **98**: 119–152, München.
- BUESS, C. C. & TROLL, G. (1991): Geologie und Petrographie der Intrusiv- und Rahmengesteine der Gabbroamphibolitmasse von Neukirchen b. Hl. Blut (Nordostbayern). – *Geologica Bavarica*, **96**: 29–50, München.
- BÜTTNER, G. (1987): Anmerkungen zum Braunkohlentertiär und Vulkanismus der Rhön. – *Naturwiss. Jb. Schweinfurt*, **5**: 47–54, Schweinfurt.
- BÜTTNER, G. (1989): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 5928 Obertheres. – 164 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt).

- BÜTTNER, G. & FREUDENBERGER, W. (1994): Tektonische Strukturen im Landschaftsraum Bad Kissingen-Schweinfurt-Haßfurt (Exkursion E am 7. und 8. April 1994). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F. **76**: 147–170, Stuttgart.
- BÜTTNER, G. & PÜRNER, T. (im Druck): Die Forschungsbohrung Gädheim GLA 1994/1. – Geol. Bl. NO-Bayern, Erlangen.
- BÜTTNER, G. & STÜRMER, G. (1984): Vergleichende Stratigraphie im Hauptmuschelkalk Nordunterfrankens. – Naturwiss. Jb. Schweinfurt, **2**: 50–58, Schweinfurt.
- BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE [Hrsg.] (1976): Karte der Anomalien der Totalintensität des erdmagnetischen Feldes in der Bundesrepublik Deutschland 1 : 500 000, Hannover.
- BURGER, H. (1978): Arosa- und Madrisa-Zone im Gebiet zwischen dem Schollberg und der Verspala (Osträtikon). – Eclogae geol. Helv., **71**: 255–266, Basel.
- BUTT, A. (1981): Depositional environments of the Upper Cretaceous rocks in the northern part of the Eastern Alps. – Cushman Found. For. Res., Spec. Publ., **20**: 121 S., Washington.
- BUTT, A. & HERM, D. (1978): Paleo-oceanographic aspects of the Upper Cretaceous geosynclinal sediments of the eastern Alps. – In: CLOOS, H., ROEDER, D. & SCHMIDT, K. [Hrsg.]: Alps, Apennines, Hellenides. – Inter-Union Commission on Geodynamics, Sci. Rep. No. **38**: 87–95, Stuttgart (Schweizerbart).
- CARLÉ, W. (1955): Bau und Entwicklung der Südwestdeutschen Großscholle. – Beih. Geol. Jb., **16**: 272 S., Hannover.
- CHALINE, J. & JERZ, H. (1984): Arbeitsergebnisse der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie. Stratotypen des Würm-Glazials (Berichte der SEQS 6). – Eiszeitalter u. Gegenwart, **34**: 185–206, Hannover.
- CHAO, E. C. T. (1977): The Ries crater of southern Germany – a model for large basins on planetary surface. – Geol. Jb., A **43**: 85 S., Hannover.
- CHAO, E. C. T., HÜTTNER, R. & SCHMIDT-KALER, H. (1978): Aufschlüsse im Ries-Meteoriten-Krater. Beschreibung, Fotodokumentation und Interpretation. Mit einer geologischen Übersichtskarte 1 : 100 000. – 84 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- CHARDIN, P. T. DE (1931): On an enigmatic pteropod-like fossil from the Lower Cambrian of Southern Shansi. – China-Bull. Geol. Soc. China, **10**: 179–182, Peking.
- CHRISTINAS P., KÖHLER, H. & MÜLLER-SOHNUS, D. (1991 a): Altersstellung und Genese der Palite des Vorderen Bayerischen Waldes. – Geologica Bavarica, **96**: 87–108, München.
- CHRISTINAS, P., KÖHLER, H. & MÜLLER-SOHNUS, D. (1991 b): Rb-Sr-Altersbestimmungen an Intrusiva des Hauzenberger Massivs, Nordostbayern. – Geologica Bavarica, **96**: 109–118, München.
- COLINS, E., NIEDERBACHER, P. & SAUER, R. (1990): Kohlenwasserstoffexploration in Vorarlberg – Ergebnisse der Bohrung Vorarlberg-Au 1. – Mitt. österr. geol. Ges., **82**: 91–104, Wien.
- COYLE, D. A. & WAGNER, G. A. (1995): Spaltspuren – ein Beitrag zur postvariszischen Tektonik und Abtragung des KTB-Umfeldes. – Geowiss., **13**(4): 142–146, Berlin.
- CRAMER, P. (1964 a): Perm. – In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.]: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500 000. – 2. Aufl.: 55–69, München.
- CRAMER, P. (1964 b): Buntsandstein. – In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.]: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500 000. – 2. Aufl.: 69–81, München.
- CRAMER, P. (1964 c): Schichtstufenland Nordbayerns – Tektonik. – In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.]: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500 000. – 2. Aufl.: 162–177, München.
- CRAMER, P. (1964 d): Tertiäre Sedimente in der Rhön. – In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.]: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500 000. – 2. Aufl.: 215–220, München.
- CRAMER, P. (1964 e): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern, 1 : 25 000, Blatt Nr. 6227 Iphofen. – 132 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- DACQUÉ, E. (1939): Die Fauna der Regensburg-Kelheimer Oberkreide (mit Ausschluß der Spongien und Bryozoen). – Abh. Bayer. Akad. Wiss., Math.-naturwiss. Abt., N. F. **45**: 1–218, München.
- DECKER, K., PERESSON, H. & FAUPL, P. (1994): Die miozäne Tektonik der östlichen Kalkalpen: Kinetik, Paläospannungen und Deformationsaufteilung während der „lateralen Extrusion“ der Zentralalpen. – Jb. Geol. B.-Anst., **137**(1): 5–18, Wien.
- DEHM, R. (1955): Die Säugetier-Faunen in der Oberen Süßwassermolasse und ihre Bedeutung für die Gliederung. – In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.]: Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte der Süddeutschen Molasse 1 : 300 000. – 81–88, München.

- DEHM, R. (1961): Über neue tertiäre Spaltenfüllungen des süddeutschen Jura- und Muschelkalk-Gebietes. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **1**: 27–56, München.
- DEKORP RESEARCH GROUP [Hrsg.] (1985): First results and preliminary interpretation of the deep-reflection seismic recording along profile DEKORP 2-South. – J. Geophys., **57**: 137–163, o. O.
- DEKORP RESEARCH GROUP [Hrsg.] (1988): Results of the DEKORP 4/KTB Oberpfalz deep seismic reflection investigations. – J. Geophys., **62**: 60–101, o. O.
- DIEM, B. (1986): Die Untere Meeresmolasse zwischen Saane (Westschweiz) und der Ammer (Oberbayern). – *Eclogae geol. Helv.*, **79**(2): 493–559, Basel.
- DIERSCHKE, V. (1978): Upper Jurassic radiolarites in the Northern Calcareous Alps (Upper Austroalpine Unit). – In: Alps, Apennines, Hellenides. – Inter-Union Commission on Geodynamics, Sci. Rep. **38**: 113–117, Stuttgart (Schweizerbart).
- DIETRICH, V. J. & FRANZ, U. (1976): Ophiolith-Detritus in den santonen Gosau-Schichten (Nördliche Kalkalpen). – *Geotekt. Forsch.*, **50**: 85–109, Stuttgart.
- DILL, H. (1990): Stratigraphie und Lithologie des Permokarbons im Weidener Becken (NO-Bayern, B.R.Deutschland). – *Z. dt. geol. Ges.*, **141**: 31–47, Hannover.
- DILL, H. (1991): Sedimentpetrographie und Geochemie des Urnaab-Flußsystems. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1991**: 526–542, Stuttgart.
- DOBNER, A. (1984): Tone und Mergel des Mesozoikums. – In: WEINIG, H., DOBNER, A., LAGALLY, U., STEPHAN, W., STREIT, R. & WEINELT, W.: Oberflächennahe mineralogische Rohstoffe von Bayern. – *Geologica Bavarica*, **86**: 447–462, München.
- DOCKTER, J. (1995): Keuper. – In: SEIDEL, G. [Hrsg.]: *Geologie von Thüringen*. – 332–362, Stuttgart (Schweizerbart).
- DOHMANN, L. (1991): Unteroligozäne Fischechiefer im Molassebecken. – Diss. Univ. München: 365 S., München.
- DOPPLER, G. (1989): Zur Stratigraphie der nördlichen Vorlandmolasse in Bayerisch-Schwaben. – *Geologica Bavarica*, **94**: 83–133, München.
- DOPPLER, G. & JERZ, H. (1995): Untersuchungen im Alt- und Ältestpleistozän des bayerischen Alpenvorlands – Geologische Grundlagen und stratigraphische Ergebnisse. – *Geologica Bavarica*, **99**: 7–53, München.
- DRACH, V. VON, VERESS, C., HOFMANN, B. & KÖHLER, H. (1993): The isotopic evolution of the upper mantle in the NW part of the Bohemian Massiv. – *KTB Report*, **93**(2): 399–402, Hannover.
- DRONG, H. J. (1988): Das kristalline Grundgebirge in Bohrungen im nordwestlichen Alpenvorlandes. – Ms. M-422: 104 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt). – [Unveröff.]
- DÜRR, R. (1982): Strukturgeologische Untersuchungen im Bereich der Neckar-Jagst-Furche (Baden-Württemberg). – *Arb. Inst. Geol. Paläont. Univ. Stuttgart*, N. F. **77**: 75–146, Stuttgart.
- DUYSTER, J., KONTNY, A., WALL, H. DE & ZULAUF, G. (1995): Postvariszische Krustenstapelung am Westrand der Böhmisches Masse. – *Geowiss.*, **13**(4): 135–141, Berlin.
- DUYSTER, J., WALL, H. DE & ZULAUF, G. (1995): 9 101 m Profile in the superdeep well KTB. Where are the depth-dependent gradients?. – *KTB Report*, **94**(2): 15–24, Hannover.
- DZULYNSKI, S. & WALTON, E. K. (1965): Sedimentary features of flysch and greywackes. – *Devel. Sed.*, **7**: 274 S., Amsterdam (Elsevier).
- EBERHARD, M. (1986): Litho- und Biostratigraphie im Oberen Süßwassermolasse-Fächer der Adelegg (Südbayern). – *Jb. Geol. B.-Anst.*, **129**: 5–39, Wien.
- EGGER, H. (1989): Zur Geologie der Flyschzone im Bundesland Salzburg. – *Jb. Geol. B.-Anst.*, **132**: 375–395, Wien.
- EGGER, H. (1990): Zur paläogeographischen Stellung des Rhenodanubischen Flysches (Neokom-Eozän) der Ostalpen. – *Jb. Geol. B.-Anst.*, **133**: 147–155, Wien.
- EGGER, H. (1992): Zur Geodynamik und Paläogeographie des Rhenodanubischen Flysches (Neokom-Eozän) der Ostalpen. – *Z. dt. geol. Ges.*, **143**: 51–65, Hannover.
- EGGER, H. (1993): Zur Nannoplankton-Stratigraphie der Seisenburger Schichten (Coniac? – frühes Campan) in der Rhenodanubischen Flyschzone (Ostalpen) östlich des Inns. – *Zitteliana*, **20**: 59–65, München.
- EGGER, H. (1995): Die Lithostratigraphie der Altengbach-Formation und Anthering-Formation im Rhenodanubischen Flysch (Ostalpen, Penninikum). – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **196**: 69–91, Stuttgart.
- EGGERT, P. (1977): Sedimentpetrographisch-stratigraphische Untersuchungen in den Unterkreidserien und im Bolgenkonglomerat (Oberkreide) der Feuerstätter Decke im Allgäu und Vorarlberg. – *Berliner Geowiss. Abh.*, **A 2**: 167 S., Berlin.

- EHRENBERG, K. H. & HICKETHIER, H. (1994): Tertiärer Vulkanismus der Wasserkuppenrhön. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F. **76**: 83–146, Stuttgart.
- EISBACHER, G. H. & BRANDNER, R. (1995): Role of high-angle faults during heteroaxial contraction, Inntal Thrust Sheet, Northern Calcareous Alps, Western Austria. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **20**: 389–466, Innsbruck.
- EISBACHER, G. H. & BRANDNER, R. (1996): Superposed foldthrust structures and high-angle-faults, Northwestern Calcareous Alps, Austria. – Eclogae geol. Helv., **89**: 553–571, Basel.
- EISBACHER, G. H., LINZER, H.-G., MEIER, L. & POLINSKI, R. (1990): A depth-explored structural transect across the Northern Calcareous Alps of western Tirol. – Eclogae geol. Helv., **83**: 711–725, Basel.
- EISSMANN, L. (1985): 50 Millionen Jahre Subrosion. Über Persistenz und Zyklizität von Auslaugungsprozessen im Weißelsterbecken. – Geophys. u. Geol.-Geophys. Veröff. KMU Leipzig, **3**(2): 31–65, Berlin.
- ELBORG, A. (1957): Geologie des Bauersberges bei Bischofsheim v. d. Rhön. – Diss. Univ. Freiburg: 129 S., Freiburg/Br.
- ELIÁS, M., SCHNABEL, W. & STRÁNIK, Z. (1990): Comparison of the Flysch Zone of the Eastern Alps and the Western Carpathians based on recent observations. – In: MINARIKOVÁ, D. & LOBITZER, H. [Hrsg.]: Thirty years of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia. – 37–46, Wien (Geol. B.-Anst.).
- EMMERMANN, R. (1995): Abenteuer Tiefbohrung. – Geowiss., **13**(4): 114–128, Berlin.
- EMMERT, U. (1964): Muschelkalk. – In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.]: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500 000. – 2. Aufl.: 81–90, München.
- EMMERT, U. (1965): Ist der Schilfsandstein des Mittleren Keupers eine Flußablagerung ?. – Geologica Bavarica, **55**: 141–168, München.
- EMMERT, U. (1981 a): Perm nördlich der Alpen. – In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.]: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500 000. – 3. Aufl.: 34–40, München.
- EMMERT, U. (1981 b): Muschelkalk. – In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.]: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500 000. – 3. Aufl.: 46–49, München.
- EMMERT, U. (1981 c): Die Fichtelgebirgsschwelle an der Fränkischen Linie. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F. **63**: 219–228, Stuttgart.
- EMMERT, U. (1982): Beschreibung der Bohrung Bindlach 1980 (Mittlerer Buntsandstein bis Zechstein) sowie der tektonischen und paläogeographischen Ergebnisse. – Geologica Bavarica, **83**: 195–208, München.
- EMMERT, U. (1986): Bruchschollen-Tektonik im Fichtelgebirgsvorland, insbesondere auf dem Kartenblatt Weidenberg. – Geologica Bavarica, **89**: 209–218, München.
- EMMERT, U. (1993): Die Muschelkalk-Forschungsbohrung „Kirmsees“ in der oberfränkischen Trias-Randfazies. – Geologica Bavarica, **97**: 71–85, München.
- EMMERT, U. (1994): Tektonik im Fichtelgebirgsvorland. – In: EMMERT, U. & STETTNER, G.: Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6036 Weidenberg. – 135–142, München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- EMMERT, U., GUDDEN, H., HAUNSCHILD, H., MEYER, R. K. F., SCHMID, H., SCHUH, H. & STETTNER, G. (1985): Bohrgut-Beschreibung der Forschungsbohrung Obersees. – Geologica Bavarica, **88**: 23–47, München.
- EMMERT, U., HORSTIG, G. VON & WEINELT, W. (1968): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 5737 Stadtsteinach a. d. sächsischen Saale. – 236 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- EMMERT, U. & STETTNER, G. (1994): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6036 Weidenberg. – 239 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- ENDLICHER, G. & HALBACH, M. (1993): Rotliegendes von Pingarten. – In: MEYER, R. K. F. & MIELKE, H.: Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6639 Wackersdorf. – 29–36, München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- ERNSTSON, K. (1982): Ergebnisse von Schweremessungen auf drei Profilen über die Frankwald-Verwerfung. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1982**(2): 65–72, Stuttgart.
- ETZOLD, A. & MAUS, H. J. (1990): Exotische Blöcke und Gerölle im schwäbischen Lias. – Jh. geol. L.-Amt Baden-Württemberg, **32**: 63–91, Freiburg i. Br.
- FABRICIUS, F. H. (1966): Beckensedimentation und Riffbildung an der Wende Trias/Jura in den bayerisch-tiroler Kalkalpen. – 143 S, Leiden (Brill).

- FABRICIUS, F. H. (1967): Die Rät- und Lias-Oolithe der nordwestlichen Kalkalpen. – Geol. Rdsch., **56**(1): 140–170, Stuttgart.
- FAHLBUSCH, V. (1964): Die höhere Unterkreide des Kampenwand-Vorlandes (Chiemgauer Alpen). – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **4**: 107–125, München.
- FALK, F., FRANKE, W., & KURZE, M. (1995): Stratigraphy (of the autochthon and nonmetamorphic nappe units). – In: DALLMEYER, R. D., FRANKE, W. & WEBER, K. [Hrsg.]: Pre-Permian geology of Central and Eastern Europe. – 221–234, Berlin (Springer).
- FARMER, J., VIDAL, G., MOCZYDLOWSKA, M., STRAUSS, H., AHLBERG, P. & SIEDLECKA, A. (1992): Ediacaran fossils from the Innerelv Member (Late Proterozoic) of the Tanafjorden area, North-eastern Finnmark. – Geol. Mag., **129**(2): 181–195, Los Angeles.
- FAUPL, P. & TOLLMANN, A. (1979): Die Roßfeldschichten: Ein Beispiel für Sedimentation im Bereich einer tektonisch aktiven Tiefseerinne aus der kalkalpinen Unterkreide. – Geol. Rdsch., **68**(2): 93–120, Stuttgart.
- FAUPL, P. (1984): Ein Beitrag zur Kenntnis der Walsberg-Serie bei Salzburg. – Mitt. österr. geol. Ges., **77**: 33–36, Wien.
- FAUPL, P. & RÖTZL, R. (1990): Die Phosphoritsande und Fossilreichen Grobsande: Gezeitenbeeinflusste Ablagerungen der Innviertler Gruppe (Ottangien) in der oberösterreichischen Molassezone. – Jb. Geol. B.-Anst., **133**(2): 157–180, Wien.
- FELBER, J. (1991): Petrographische und geochemische Untersuchungen an graphitführenden Metamorphiten der Kropfmühl-Serie im Passauer Wald. – Geologica Bavarica, **96**: 51–67, München.
- FELBER, P. & WYSSLING, G. (1979): Zur Stratigraphie und Tektonik des Südhelvetikums im Bregenzer Wald (Vorarlberg). – Eclogae geol. Helv., **72**: 673–714, Basel.
- FELDMANN, L. (1994): Die Terrassen zwischen München und Freising. – Z. dt. geol. Ges., **145**(2): 233–248, Hannover.
- FERNECK, F. A. (1962): Stratigraphie und Fazies im Gebiet der mittleren Saalach und des Reiteralm-Gebirges. Ein Beitrag zur Deckenfrage in den Berchtesgadener Alpen. – Diss. Techn. Univ. München, o. S., München.
- FESSLER, U., KIESSLING, T., RISCH, H. & ZACHER, W. (1992): Die vorquartäre Geologie im Andelsbucher Becken (Vorarlberg). – Jb. Geol. B.-Anst., **135**(4): 825–843, Wien.
- FIALA, J. & WENDT, J. I. (1995): Moldanubian geochronology. – In: DALLMEYER, R. D., FRANKE, W. & Weber, K. [Hrsg.]: Pre-Permian geology of Central and Eastern Europe. – 418–422, Berlin (Springer).
- FIEST, W. (1989): Lithostratigraphie und Schwermineralgehalt der Mittleren und Jüngeren Serie der Oberen Süßwassermolasse Bayerns im Übergangsbereich zwischen Ost- und Westmolasse. – Geologica Bavarica, **94**: 259–279, München.
- FIRBAS, F. (1949/52): Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. – Bd. 1 (1949): Allgemeine Waldgeschichte: 480 S., Bd. 2 (1952): Waldgeschichte der einzelnen Landschaften: 256 S., Jena (Fischer).
- FISCHER, G. (1957): Über das Moldanubikum der Bayerischen Oberpfalz. – Aufschluß, Sonderh., **6** (Oberpfalz): 7–22, Heidelberg.
- FISCHER, G. (1966): Exkursionsführer zur Nachexkursion Kristallin des Bayerischen Waldes und der Oberpfalz. – Dt. Mineral. Ges., 44. Jahrestag., 5.–13. Sept. 1966: 58 S., München.
- FISCHER, K. (1994): Deutschlands Alpenanteil. – In: LIEDTKE, H. & MARCINEK, J.: Physische Geographie Deutschlands. – 477–501, Gotha (Perthes).
- FISCHER, R. (1969): Roter Ammonitenkalk und Radiolarit aus dem unteren Dogger der Kammerkehr (Nordtirol). – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **9**: 93–116, München.
- FLIRI, F. (1983): Die Inntalterrasse von Gnadenwald und der Bänderton von Baumkirchen. – Führer Exk. INQUA-Subkomm. Europ. Quartärstrat., 13.–20. 9. 1983: 77–81, München.
- FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. [Hrsg.] (1987): Geodynamics of the Eastern Alps. – 418 S., Wien (Deuticke).
- FÖLLMI, K. B. (1986): Die Garschella- und Seewer Kalk-Formation (Aptian-Santonian) im Vorarlberger Helvetikum und Ultrahelvetikum. – Diss. Eidg. Techn. Hochsch. Zürich: 391 S., Zürich.
- FÖLLMI, K. B. & OUWEHAND, P. J. (1987): Garschella-Formation und Götzis-Schichten (Aptian–Coniacian): Neue stratigraphische Daten aus dem Helvetikum der Ostschweiz und des Vorarlbergs. – Eclogae geol. Helv., **80**: 141–191, Basel.
- FÖRSTER, R., MEYER, R. K. F. & RISCH, H. (1983): Ammoniten und planktonische Foraminiferen aus den Eibrunner Mergeln (Regensburger Kreide). – Zitteliana, **10**: 123–141, München



- FRANK, H. (1979): Glazial übertiefte Täler im Bereich des Isar-Loisach-Gletschers. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **29**: 77–99, Hannover.
- FRANKE, W. (1984): Variszischer Deckenbau im Raum der Münchberger Gneismasse – abgeleitet aus Fazies, Deformation und Metamorphose im umgebenden Paläozoikum. – *Geotekt. Forsch.*, **68(I-II)**: 253 S., Stuttgart.
- FRANKE, W., BEHRMANN, J. & MOEHRMANN, H. (1992): Zur Deformationsgeschichte des Kristallins im Münchberger Deckenstapel. – *KTB Report*, **92(4)**: 225–240, Hannover.
- FRANKE, W., KREUZER, H., OKRUSCH, M., SCHÜSSLER, U. & SEIDEL, E. (1995): Stratigraphy, structure and igneous activity (of the exotic metamorphic nappes). – In: DALLMEYER, R. D., FRANKE, W. & WEBER, K. [Hrsg.]: *Pre-Permian geology of Central and Eastern Europe*. – 277–294, Berlin (Springer).
- FRANKE, W., RAUCHE, H. & STEIN, E. (1995): Structure (of the autochthon and nonmetamorphic nappe units). – In: DALLMEYER, R. D., FRANKE, W. & WEBER, K. [Hrsg.]: *Pre-Permian geology of Central and Eastern Europe*. – 225–248, Berlin (Springer).
- FREIMOSER, M. (1972): Zur Stratigraphie, Sedimentpetrographie und Faziesentwicklung der Südostbayerischen Flyschzone und des Ultrahelvetikums zwischen Bergen/Obb. und Salzburg. – *Geologica Bavarica*, **66**: 7–91, München.
- FRENZEL, B. (1977): Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen in Europa. – *Erdwiss. Forsch.*, **13**: 350 S., Wiesbaden (Steiner).
- FRENZEL, B. (1978): Zur postglazialen Palökologie der Donau und ihrer südlichen Zuflüsse im deutschen Alpenvorland. – *Führer zur Exkursionstagung des IGCP-Projektes 73/1/24 (1976)*: 124–126, Bonn/Bad Godesberg (DFG).
- FREUDENBERGER, W. (1990): Geologische Karte 1:25 000 von Baden-Württemberg, Erläuterungen zu Blatt 6223 Wertheim. – 147 S., Stuttgart (L.-Vermess.-Amt Baden-Württemberg).
- FREUDENBERGER, W. (1994): Geologische Übersichtskarte 1:200 000, CC 6326 Bamberg. – Hannover (B.-Anst. Geowiss. Rohst.).
- FREUDENBERGER, W. (1995): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 6226 Kitzingen. – München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- FREUDENBERGER, W. (im Druck): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6226 Kitzingen. – München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- FREUDENBERGER, W. (im Druck): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6425 Röttingen. – München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- FREYBERG, B. VON (1940): Der Werdegang der Kreide-Erzbecken von Auerbach/Opf. – *Z. dt. geol. Ges.*, **92**: 400–416, Berlin.
- FREYBERG, B. VON (1954): Die Randfazies des Gipskeupers, insbesondere des Benker Sandsteins in Franken. – *Erlanger geol. Abh.*, **11**: 1–47, Erlangen.
- FREYBERG, B. VON (1966): Der Faziesverband im Unteren Malm Frankens. – *Erlanger geol. Abh.*, **62**: 112 S., Erlangen.
- FREYBERG, B. VON (1967): Übersicht über den Malm der nördlichen Frankenalb. – *Jh. Karst.- u. Höhlenkde*, **7**: 1–18, München.
- FREYBERG, B. VON (1968): Übersicht über den Malm der Altmühl-Alb. – *Erlanger geol. Abh.*, **70**: 40 S., Erlangen.
- FREYBERG, B. VON (1969): Tektonische Karte der Fränkischen Alb und ihrer Umgebung. – *Erlanger geol. Abh.*, **77**: 81 S., Erlangen.
- FREYBERG, B. VON (1974): Das erste Profil durch die „Rathsbergsschichten“ (Rhät) am locus typicus bei Erlangen (Bohrung Rathsberg, 1, 1971). – *Erlanger geol. Abh.*, **97**: 5–23, Erlangen.
- FREYBERG, B. VON (1975): Neue Forschungsergebnisse aus dem Keuper und Lias von Erlangen. – *Erlanger geol. Abh.*, **102**: 104 S., Erlangen.
- FREYBERG, B. VON (1976): Der Nordwestrand des Gewölbes von Eschenfelden-Königstein (Frankenalb). – *Geol. Bl. NO-Bayern*, **26**: 157–187, Erlangen.
- FRIEDEL, G. & SCHWEIZER, V. (1989): Zur Stratigraphie der Sulfatfazies im Mittleren Muschelkalk von Baden-Württemberg (Süddeutschland). – *Jh. geol. L.-Amt Baden-Württemberg*, **31**: 69–88, Freiburg/Br.
- FRISCH, J. (1975): Sedimentologische, lithofazielle und paläogeographische Untersuchungen in den Reichenhaller Schichten und im Alpinen Muschelkalk der Nördlichen Kalkalpen zwischen Lech und Isar. – *Jb. Geol. B.-Anst.*, **118**: 75–117, Wien.
- FRISCH, W. (1979): Tectonic progradation and plate tectonic evolution of the Alps. – *Tectonophysics*, **60**: 121–139, Amsterdam.

- FROH, H. J. (1970): Zur Geologie des mittleren Saalchtales zwischen Schneizelreuth und Melleck in den Berchtesgadener Alpen. – Dipl.-Arb. Techn. Univ. München: 82 S., München.
- FROITZHEIM, N., SCHMID, S. M. & FREY, M. (1996): Mesozoic paleogeography and the timing of eclogite facies metamorphism in the Alps: A working hypothesis. – *Eclogae geol. Helv.*, **89**: 81–110, Basel.
- FUCHS, W. (1980): Die Molasse und ihr nichthelvetischer Vorlandanteil am Untergrund einschließlich der Sedimente auf der Böhmischem Masse. – In: GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT [Hrsg.]: *Der geologische Aufbau Österreichs*. – 144–176, Wien (Springer).
- FÜCHTBAUER, H. [Hrsg.] (1988): *Sedimente und Sedimentgesteine*. – 4. Aufl.: 1141 S., Stuttgart (Schweizerbart).
- FÜGENSCHUH, B. (1995): Thermal and kinematic history of the Brenner area (Eastern Alps, Tirol). – Diss. Eidgenöss. Techn. Hochsch. Zürich: 225 S., Zürich.
- FUNK, H., FÖLLMI, K. B. & MOHR, H. (1993): Evolution of the Tithonian–Aptian carbonate platform along the northern Tethyan margin, Eastern Helvetic Alps. – In: SIMO, T., SCOTT, R. W. & MASSE, J. P. [Hrsg.]: *Cretaceous carbonate platforms*. – Amer. Ass. Petrol. Geol. Mem., **56**: 387–407, Tulsa.
- GAERTNER, H. R. VON (1942): Die Schichtgliederung der Phyllitgebiete in Thüringen und Nordbayern und ihre Einordnung in das stratigraphische Schema. – *Jb. Reichsanst. Bodenforsch.*, **62**: 54–80, Berlin.
- GAERTNER, H. R. VON (1951): Probleme des Saxothuringikums. – *Geol. Jb.*, **65**: 409–450, Hannover.
- GALL, H. (1970): Die Stratigraphie des Jura in der kalkalpinen Randzone des Hochgern-Vorlandes. – In: DOBEN, K.: *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern, Blatt Nr. 8241 Ruhpolding*. – 29–64, München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- GALL, H., HÜTTNER, R. & MÜLLER, D. (1977): *Erläuterungen zur Geologischen Karte des Rieses 1:50 000*. – *Geologica Bavarica*, **76**: 191 S., München.
- GANDL, J. (1981): Exkursion in das Paläozoikum des Frankenwaldes (Gebiet nordwestlich der Münchberger Gneismasse). Exkursion F am 25. April 1981. – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver.*, N. F. **63**: 91–101, Stuttgart.
- GANDL, J. (1989): Zum Alter der Schwärzschiefer und des hangenden Diabas-Vulkanismus im Devon des Frankenwaldes (NE-Bayern). – *Z. dt. geol. Ges.*, **140**: 117–135, Hannover.
- GANDL, J. (1992): Zur Faziesentwicklung im jüngeren Paläozoikum. – *Zbl. Geol. Paläont.*, Teil I, **1992**: 21–43, Stuttgart.
- GANSS, O. (1956): *Geologie des Blattes Bergen*. – *Geologica Bavarica*, **26**: 164 S., München.
- GANSS, O. (1977): *Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8140 Prien a. Chiemsee und zum Blatt Nr. 8141 Traunstein*. – 344 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- GAUPE, R. (1980): *Sedimentpetrographische und stratigraphische Untersuchungen in den oberostalpinen Mittelkreide-Serien des Westteils der Nördlichen Kalkalpen*. – Diss. Techn. Univ. München: 282 S., München.
- GAUPE, R. (1982): *Sedimentationsgeschichte und Paläotektonik der Kalkalpinen Mittelkreide (Allgäu, Tirol, Vorarlberg)*. – *Zitteliana*, **8**: 33–72, München.
- GAUPE, R., Liedholz, J. & Weidich, K. F. (1982): *Exkursion B: Allgäu*. – 2. Symposium Kreide München 1.-7. Juni 1982 – Exkursionsführer: B1–B88, München (Inst. Paläont. Hist. Geol. Univ.).
- GAYK, T. & SEIDEL, E. (1992): *Ultraschicht der Münchberger Gneismasse – 8. Rundgespräch Geodynamik des europäischen Variszikums*. – Abstractbd: 93, Cheb/Westböhmen.
- GEBAUER, D. (1993 a): *Geochronologische Übersicht*. – In: BAUBERGER, W.: *Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6439 Tannesberg*. – 10–22, München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- GEBAUER, D. (1993 b): *The Pre-Alpine evolution of the continental crust of the Central Alps – an overview*. – In: RAUMER, J. F. VON & NEUBAUER, F. [Hrsg.]: *Pre-Mesozoic geology in the Alps*. – 93–117, Berlin (Springer).
- GEBAUER, D. & FRIEDL, G. (1993): A 1,38 Ga protolith age for the Dobra orthogneiss (Moldanubian Zone of the Southern Bohemian Massif, NE Austria): Evidence from ion-microprobe (SHRIMP) dating of zircons. – *Beih. Eur. J. Mineral.*, **5**(1): 115, Stuttgart.
- GEBAUER, D. & GRÜNENFELDER, M. (1979): U-Pb zircon and Rb-Sr mineral dating of eclogites and their country rocks. Example: Münchberg Gneiss Massif, Northeast Bavaria. – *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **42**: 35–44, Amsterdam.

- GEBAUER, D., WILLIAMS, I. S., COMPSTON, W. & GRÜNENFELDER, M. (1989): The development of the Central European continental crust since the Early Archean based on conventional and ion-micro-probe dating of up to 3.84 b.y. old detrital zircons. – *Tectonophysics*, **157**: 81–96, Amsterdam.
- GEHLEN, K. VON, MATTHES, S., OKRUSCH, M., RICHTER, P., RÖHR, C. & SCHÜSSLER, U. (1991): Ultramafische Einschaltungen in Metabasiten der KTB-Vorbohrung. – *KTB Report*, **91**(1): 83–95, Hannover.
- GEHLEN, K. VON, SCHMITT, G. E. & SPIES, O. (1991): Zur Genese der Serpentinite der Oberpfalz. – *KTB Report*, **91**(1): 96–105, Hannover.
- GEOLOGICAL SOCIETY [Hrsg.] (1989): *Alpine tectonics*. – *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **45**: 450 S., Oxford.
- GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT [Hrsg.] (1980): *Der geologische Aufbau Österreichs*. – 699 S., Wien (Springer).
- GEYER, G. (1990): Quo vadis, Schilfsandstein?. – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver.*, **72**: 319–322, Stuttgart.
- GEYER, O. F. & GWINNER, M. P. (1991): *Geologie von Baden-Württemberg*. – 4. Aufl.: 482 S., Stuttgart (Schweizerbart).
- GIESE, P. & STEIN, A. (1971): Versuch einer einheitlichen Auswertung tiefeisemischer Messungen aus dem Bereich zwischen der Nordsee und den Alpen. – *Z. Geophys.*, **37**: 237–272, Würzburg.
- GLODNY, J., GRAUERT, B., KROHE, A., VEJNAR, Z. & FIALA, J. (1995): Altersinformation aus Pegmatiten der westlichen Böhmisches Masse: Zone Erbdorf-Vohenstrauß, Tepla-Barrandium und Moldanubikum. – *Geologische Untersuchungen im Umfeld der Kontinentalen Tiefbohrung; Workshop des Bayerischen Geologischen Landesamtes und des DFG-Schwerpunktprogrammes KTB*, 16. und 17. Nov. 1995. – *Tagungsbd.*: 32, München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- GODIZART, G. & ZULAUF, G. (1993): Ductile normal faults in the KTB Hauptbohrung – Evidence of Late Variscan extensional collapse. – *KTB Report*, **93**(2): 103–105, Hannover.
- GOTHAN, W. (1941): Über eine kleine Oberkreide-Flora von Friedersreuth bei Neustadt a. d. Waldnaab (Opf.). – *Jb. preuß. geol. L.-Anst.*, **60**(1939): 240–247, Berlin.
- GRAUERT, B., BLÜMEL, P. & LORK, A. (1992): Hinweise auf prädevone und karbone Metamorphosen in Gneisen der KTB-Vorbohrung: Ergebnisse aus Rb-Sr-Kleinbereichsanalysen. – *KTB Report*, **92**(4): 333–348, Hannover.
- GRAUERT, B., GROSSE-WESTERMANN, U. & ALBAT, F. (1990): Interpretation von U-Pb-Monazitaltern moldanubischer Gneise. – *KTB Report*, **90**(4): 549, Hannover.
- GRAUERT, B., LORK, A. & O'BRIEN, P. J. (1994): Altersbestimmung akzessorischer Zirkone und Monazite aus der KTB-Vorbohrung. – *KTB Report*, **94**(2): 30, Hannover.
- GRAUP, G. & SPETTEL, B. (1989): Mineralogy and phase-chemistry of an Ir-enriched pre-K/T layer from the Lattengebirge, Bavarian Alps, and significance for the K/T problem. With a contribution by HERM, D. & WEIDICH K. F. – *Earth and planetary science Letters*, **95**: 271–290, Amsterdam (Elsevier).
- GREGOR, H.-J. (1981): Neues aus dem Oberpfälzer Braunkohlen-Tertiär. – *Doc. naturae*, **2**: 25 S., München.
- GREGOR, H.-J. (1982): *Die jungtertiären Floren Süddeutschlands*. – 278 S., Stuttgart (Enke).
- GREGOR, H.-J., HOTTENROTT, M., KNOBLOCH, E. & PLANDEROVA, E. (1989): Neue mega- und mikrofloristische Untersuchungen in der jungtertiären Molasse Bayerns. – *Geologica Bavarica*, **94**: 281–369, München.
- GREGOR, H.-J. & UNGER, H. J. [Hrsg.] (1989): *Das Oberpfälzer Braunkohlenrevier – ein Abschlußbericht*. – *Doc. naturae*, **55**: 109 S., München.
- GREILING, L. (1966): Sedimentation und Tektonik im Paläozoikum des Frankenwaldes. – *Erlanger Geol. Abh.*, **63**: 60 S., Erlangen.
- GRIMM, W.-D. (1965): Schwermineralgesellschaften in Sandschüttungen erläutert am Beispiel der süddeutschen Molasse. – *Abh. Bayer. Akad. Wiss., Math.-naturwiss. Kl., N. F.* **121**: 135 S., München.
- GROOTES, P. M. (1979): Kohlenstoff-14 Anreicherungsdatierungen im Alpenvorland. – *Geologica Bavarica*, **80**: 183–188, München.
- GROTTENTHALER, W. (1978): Die Raibler Schichten der Nördlichen Kalkalpen zwischen Salzach und Pynnpaß (Lithofazielle, sedimentologische und paläogeographische Untersuchungen). – *Mitt. Ges. Geol. u. Bergbaustud. Österr.*, **25**: 11–33, Wien.

- GRÜGER, E. (1979): Spätriß, Riß/Würm und Frühwürm am Samerberg in Oberbayern – ein vegetationsgeschichtlicher Beitrag zur Gliederung des Jungpleistozäns. – *Geologica Bavarica*, **80**: 5–64, München.
- GRUNER, U. (1981): Die jurassischen Breccien der Falknis-Decke und altersäquivalente Einheiten in Graubünden. – *Beitr. Geol. Kt. Schweiz*, **154**: 136 S., Bern.
- GUDDEN, H. (1962): Über Manganervorkommen in den Berchtesgadener und Salzburger Alpen. – *Erzmetall*, **22**(10): 482–488, Stuttgart.
- GUDDEN, H. (1969): Über Manganervorkommen in den Berchtesgadener und Salzburger Alpen. – *Erzmetall*, **22**(10): 482–488, Stuttgart.
- GUDDEN, H. (1975): Die Kreide-Eisenerzlagerstätten in Nordost-Bayern. – *Geol. Jb.*, **D 10**: 201–238, Hannover.
- GUDDEN, H. (1981 a): Der Untere Keuper in Bohrungen zwischen Eltmann und Rodach. – *Geol. Bl. NO-Bayern*, **31**: 448–462, Erlangen.
- GUDDEN, H. (1981 b): Über Thermal-Mineralwasser-Bohrungen im Coburger Umland. – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver.*, N. F. **63**: 229–252, Stuttgart.
- GUDDEN, H. (1982): Konzeption, Ablauf und Deutung der Ergebnisse der Forschungsbohrung Berching 1977. – *Geologica Bavarica*, **83**: 95–112, München.
- GUDDEN, H. (1985): Der Buntsandstein in der Forschungsbohrung Obernsees. – *Geologica Bavarica*, **88**: 69–81, München.
- GUDDEN, H. (1987): Eisenerz. – In: *BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.]: Der Bergbau in Bayern. – Geologica Bavarica*, **91**: 25–36, München.
- GUDDEN, H. (1993): Buntsandstein. – In: *GUDDEN, H. & HAUNSCHILD, H.: Die Trias in der Forschungsbohrung Abenberg 1001. – Geologica Bavarica*, **97**: 47–66, München.
- GUDDEN, H., HAUNSCHILD, H., KURSZAUKIS, S. & LORENZ, V. (1993): Bohrgutbeschreibung der Forschungsbohrung Abenberg 1001. – *Geologica Bavarica*, **97**: 11–24, München.
- GÜMBEL, C. W. (1868): Geognostische Beschreibung des Ostbayerischen Grenzgebirges. – 968 S., Gotha (Perthes).
- GÜMBEL, C. W. VON (1891): Geognostische Beschreibung der Fränkischen Alb (Frankenjura) mit dem anstoßenden Fränkischen Keupergebiete. – 763 S., Kassel (Fischer).
- GÜMBEL, C. W. VON (1894): Geologie von Bayern, II. Band. Geologische Beschreibung von Bayern. – 1184 S., Kassel (Th. Fischer).
- GWINNER, M. P. (1976): Origin of Upper Jurassic limestones of the Swabian Alb (Southwest Germany). – *Contr. Sedimentology*, **5**: 75 S., Stuttgart.
- GWINNER, M. P. (1980): Eine einheitliche Gliederung des Keupers (Germanische Trias) in Süddeutschland. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1980**(4): 229–234, Stuttgart.
- HAAS, U. (1991): Tektonische und fazielle Untersuchungen zum Problem des Teildeckenbaues der Lechtaldecke in den Vilser und Hohenschwangauer Alpen (Nördliche Kalkalpen, Bayern/Tirol). – *Nachr. dt. geol. Ges.*, **46**: 26 S., Hannover.
- HABBE, K. A. (1994): Das deutsche Alpenvorland. – In: *LIEDTKE, H. & MARCINEK, J.: Physische Geographie Deutschlands. – 439–475, Gotha (Perthes).*
- HAGDORN, H., HORN, M. & SIMON, T. (1993): Vorschläge für eine lithostratigraphische Gliederung und Nomenklatur des Muschelkalks in Deutschland. – In: *HAGDORN, H. & SEILACHER, A. [Hrsg.]: Muschelkalk. Schöntaler Symposium 1991. – Sonderbde. Ges. Naturkde. Württemberg*, **2**: 39–46, Korb, Stuttgart (Goldschneck).
- HAGDORN, H. & SEILACHER, A. [Hrsg.] (1993): Muschelkalk. Schöntaler Symposium 1991. – Sonderbde. Ges. Naturkde. Württemberg, **2**: 288 S., Korb, Stuttgart (Goldschneck).
- HAGDORN, H. & SIMON, T. (1985): Geologie und Landschaft des Hohenloher Landes. – 186 S., Sigmaringen (Thorbecke).
- HAGDORN, H. & SIMON, T. (1993): Ökostratigraphische Leitbänke im Oberen Muschelkalk. – In: *HAGDORN, H. & SEILACHER, A. [Hrsg.]: Muschelkalk. Schöntaler Symposium 1991. – Sonderbde. Ges. Naturkde. Württemberg*, **2**: 193–208, Korb, Stuttgart (Goldschneck).
- HAGN, H. (1951): Das Alter der Konglomerate des Tratenbachs bei Lenggries (Bayer. Alpen). Ein Beitrag zur Mikropaläontologie der Alpenrandzone. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **4**: 103–118, Stuttgart.
- HAGN, H. (1960): Die stratigraphischen, paläogeographischen und tektonischen Beziehungen zwischen Molasse und Helvetikum im östlichen Oberbayern. – *Geologica Bavarica*, **44**: 3–208, München.
- HAGN, H. (1967): Das Alttertiär der Bayerischen Alpen und ihres Vorlandes. – *Mitt. Bayer. Staatssgl. Paläont. hist. Geol.*, **7**: 245–320, München.

- HAGN, H. (1978): Die älteste Molasse im Chiemgau/östliches Oberbayern (Katzenloch-Schichten, Priabon). – Mitt. Bayer. Staatssgl. Paläont. hist. Geol., **18**: 167–235, München.
- HAGN, H. (1981): Jura und Kreide der kalkalpinen Randschuppe und des Helvetikums der Tiefbohrung Vorderriß 1. – *Geologica Bavarica*, **81**: 65–113, München.
- HAGN, H. (1985): Tertiär von Oberaudorf. – In: WOLFF, H.: Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8338 Bayrischzell. – 100–109, München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- HAGN, H., COSTA, L. I., HERM, D., HILLEBRANDT, A. VON, HÖFLING, R., LINDENBERG, H. G., MALZ, H., MARTINI, E., MOUSSAVIAN, E., PERCH-NIELSEN, K., PFEIL, F. H., RISCH, H., SCHAUB, H., SCHMIDT, K., SCHROEDER, R., URLICHS, M., VOIGT, E., WEHNER, H. & WEISS, W. (1981): Die Bayerischen Alpen und ihr Vorland in mikropaläontologischer Sicht. – *Geologica Bavarica*, **82**: 408 S., München.
- HAGN, H., DARGA, R. & SCHMID, R. (1992): Erdgeschichte und Umwelt im Raum Siegsdorf. – 241 S., Siegsdorf (Gem. Siegsdorf).
- HAGN, H. & HÖLZL, O. (1952): Geologisch-paläontologische Untersuchungen der subalpinen Molasse des östlichen Oberbayern zwischen Prien und Sur mit Berücksichtigung des im Süden anschließenden Helvetikums. – *Geologica Bavarica*, **10**: 208 S., München.
- HAHN, F. (1910): Geologie der Kammerecker-Sonntagshorngruppe. – *Jb. geol. R.-Anst.*, **60**: 311–420, 637–712, Wien.
- HAHN, P. (1986): Biogeochemische, geochemische und sedimentpetrographische Untersuchungen an Gesteinen des Unteren Keupers (Trias) in Franken, S-Deutschland. – Diss. Univ. Würzburg: 192 S., Würzburg.
- HAHN, G. & PFLUG, H. D. (1988): Zweischalige Organismen aus dem Jung-Präkambrium (Vendium) von Namibia (SW-Afrika). – *Geologica Palaeontologica*, **22**: 1–19, Marburg.
- HANTKE, R. (1961): Tektonik der Helvetischen Kalkalpen zwischen Obwalden und dem St. Galler Rheintal. – *Vierteljahrsh. Naturforsch. Ges. Zürich*, **106**: 211 S., Zürich.
- HANTKE, R. (1992): Landschaftsgeschichte. – 312 S., Landsberg (Ecomed).
- HANTKE, R. (1993): Flußgeschichte Mitteleuropas. – Skizzen zu einer Erd-, Vegetations- und Klimageschichte der letzten 40 Mill. Jahre. – 460 S., Stuttgart (Enke).
- HAQ, B. U. (1993): Deep-sea response to eustatic change and significance of gas hydrates for continental margin stratigraphy. – *Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentol.*, **18**: 93–106, Oxford.
- HARLAND, W. B., ARMSTRONG, R. L., COX, A. V., CRAIG, L. E., SMITH, A. G. & SMITH, D. G. (1990): A geologic time scale 1989. – XVI + 263 S., Cambridge, New York (Cambridge Univ. Press).
- HARSCH, W. (1970): Zur Sedimentologie und Paläogeographie der Raibler Schichten (Ober-Trias) im Westteil der Nördlichen Kalkalpen. – *Z. dt. geol. Ges.*, **121** (1969): 253–272, Hannover.
- HAUNSCHILD, H. (1979): Die Bohrungen Neudorf b. Luhe A und B und ihre geologischen Befunde. – *Geol. Bl. NO-Bayern*, **29**: 147–166, Erlangen.
- HAUNSCHILD, H. (1981): Die Stratigraphischen Verhältnisse im untersten Lias und Bemerkungen zur Lias-Keuper-Grenze im nordöstlichen Hesselbergvorland. – *Geol. Bl. NO-Bayern*, **31**: 222–241, Erlangen.
- HAUNSCHILD, H. (1982): Schichtenfolge des Deckgebirges. – In: HAUNSCHILD, H. & OTT, W.-D.: Profilbeschreibung, Stratigraphie und Paläogeographie der Forschungsbohrung Dinkelsbühl 1001. – *Geologica Bavarica*, **83**: 10–33, München.
- HAUNSCHILD, H. (1983): Zur Geologie des alten Kohlebergwerks bei Kloster Sulz in Mittelfranken. – *Jb. d. Frankenbundes*, **1983**: 58–68, Würzburg (Echter).
- HAUNSCHILD, H. (1985): Der Keuper in der Forschungsbohrung Obernsees. – *Geologica Bavarica*, **88**: 103–130, München.
- HAUNSCHILD, H. (1986): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6326 Ochsenfurt. – 152 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- HAUNSCHILD, H. (1987): Ein neues Kohlevorkommen in Schilfsandstein-Schichten bei Oberbreitenau (SE Rothenburg o. d. T.). – *Naturwiss. Jb. Schweinfurt*, **5**: 17–28, Schweinfurt.
- HAUNSCHILD, H. (1990): Die Thermal- und Mineralwasser-Versuchsbohrung Gunzenhausen/Mittelfranken – Mit einem Beitrag über den Granitporphyr von W. BAUBERGER. – *Geol. Bl. NO-Bayern*, **40**: 73–104, Erlangen.
- HAUNSCHILD, H. (1991): Die Forschungsbohrung Abenberg 1001 (Kurzzmitteilung). – *Geol. Bl. NO-Bayern*, **41**: 171–174, Erlangen.
- HAUNSCHILD, H. (1992): Die Thermalwasser-Erschließungsbohrung Treuchtlingen 2 (T 2) – Kurzzmitteilung. – *Geol. Bl. NO-Bayern*, **42**(3): 269–276, Erlangen.
- HAUNSCHILD, H. (1993 a): Muschelkalk. – In: GUDDEN, H. & HAUNSCHILD, H.: Die Trias in der Forschungsbohrung Abenberg 1001. – *Geologica Bavarica*, **97**: 50–54, München.

- HAUNSCHILD, H. (1993b): Keuper – In: GUDDEN, H. & HAUNSCHILD, H.: Die Trias in der Forschungsbohrung Abenberg 1001. – *Geologica Bavarica*, **97**: 54–66, München.
- HAUNSCHILD, H. (1993c): Die Trias auf Blatt Wackersdorf. – In: MEYER, R. K. F. & MIELKE, H.: Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6639 Wackersdorf. – 36–47, München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- HAUNSCHILD, H. (1994): Neue Daten zum Schilfsandstein-Vorkommen in und um Lichtenau bei Ansbach (Mittlerer Keuper, Trias). – *Geol. Bl. NO-Bayern*, **44**(3–4): 133–172, Erlangen.
- HAUNSCHILD, H. (im Druck): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6426 Aub. – München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- HECHT, L., SPIEGEL, W. & MORTEANI, G. (1993): Genetic studies of the granites of the Fichtelgebirge – A contribution to crustal evolution at the border of the Saxothuringian and Moldanubian Zone. – *KTB Report*, **93**(2): 403–405, Hannover.
- HEIERLI, H. (1984): Die Ostschweizer Alpen und ihr Vorland. – *Slg. geol. Führer*, **75**: 209 S., Berlin (Borntraeger).
- HEINISCH, H., SPRENGER, W. & WEDDIGE, K. (1987): Neue Daten zur Altersstellung der Wildschönauer Schiefer und des Basaltvulkanismus im ostalpinen Paläozoikum der Kitzbüheler Grauwackenzone (Österreich). – *Jb. Geol. B.-Anst.*, **130**(2): 163–173, Wien.
- HEISSEL, G., (1978): Karwendel – geologischer Bau und Versuch einer tektonischen Rückformung. – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **8**: 227–288, Innsbruck.
- HEISSIG, K. (1986): No effect of the Ries impact event on the local mammal fauna. – *Modern Geol.*, **10**: 171–179, London.
- HEISSIG, K. (1989): Neue Ergebnisse zur Stratigraphie der Mittleren Serie der Oberen Süßwassermolasse Bayerns. – *Geologica Bavarica*, **94**: 239–257, München.
- HELMKAMPF, K. E., KUHLMANN, J. & KAISER, D. (1982): Das Rotliegende im Randbereich der Weidener Bucht. – *Geologica Bavarica*, **83**: 167–186, München.
- HERB, R. (1988): Eocene Paläogeographie und Paläotektonik des Helvetikums. – *Eclogae geol. Helv.*, **81**: 611–657, Basel.
- HERM, D. (1979): Die Süddeutsche Kreide – ein Überblick. – Symposium der deutschen Kreide, Aspekte der Kreide Europas. – 85–106, Stuttgart (Nägele u. Obermiller).
- HERM, D., HILLEBRANDT, A. VON & PERCH-NIELSEN, K. (1981): Die Kreide/Tertiär-Grenze im Lattegebirge (Nördliche Kalkalpen) in mikropaläontologischer Sicht. – *Geologica Bavarica*, **82**: 181–192, München.
- HERM, D. & HÖFLING, R. (1994): Kieselschwämme als Riffbildner in der Oberkreide des Regensburger Golfes. – *Jber. 1993 u. Mitt. Freunde Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol.*, **22**: 34–46, München.
- HERRMANN, A. (1962): Epirogene Bewegungen im germanischen Buntsandsteinbecken und deren Bedeutung für lithostratigraphische Parallelisierungen zwischen Nord- und Süddeutschland. – *Geol. Jb.*, **81**: 11–72, Hannover.
- HERRMANN, P. & SCHWERD, K. (1983): Geologische Karte der Republik Österreich 1:25 000, Erläuterungen zu Blatt 82 Bregenz. – 28 S., Wien (Geol. B.-Anst.).
- HESSE, R. (1972): Lithostratigraphie, Petrographie und Entstehungsbedingungen des bayerischen Flysches: Unterkreide. – *Geologica Bavarica*, **66**: 148–222, München.
- HESSE, R. (1973): Flysch-Gault und Falknis-Tasna-Gault (Unterkreide): Kontinuierlicher Übergang von der distalen zur proximalen Flyschfazies auf einer penninischen Trogebene der Alpen. – *Geologica Palaeontologica*, **SB 2**: 55 S., Marburg.
- HESSE, R. (1982): Cretaceous-Paleogene Flysch Zone of the East Alps and Carpathians: identification and plate-tectonic significance of „dormant“ and „active“ deep-sea trenches in the Alpine-Carpathian Arc. – In: LEGET, J. K. [Hrsg.]: Trench-forearc geology. – *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **10**: 471–494, London.
- HESSE, R. & STEPHAN, W. (1991): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8234 Penzberg. – 315 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- HEUNISCH, C. (1986): Gliederung und Milieuinterpretation des fränkischen Unteren Keupers aus palynologischer Sicht. – *Geologica Bavarica*, **89**: 151–159, München.
- HEUSE, T., KURZE, M. & REITZ, E. (1994): Paläontologischer Nachweis von Oberproterozoikum (Vendium) in der Zone Münchberg-Frankenbergr. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1994**(2): 95–107, Stuttgart.
- HILBRECHT, H. (1986): Die Turon-Basis im Regensburger Raum: Inoceramen, Foraminiferen und events der Eibrunner Mergel bei Bad Abbach. – *N. Jb. Geol. Paläont. Ahb.*, **172**: 71–82, Stuttgart.

- HILBRECHT, H. (1991): Die fazielle und strukturelle Entwicklung der helvetischen Oberkreide im Allgäu und im Kleinwalsertal und ihre Beziehung zu Meeresspiegelschwankungen und Paläo-ozeanographie. – Berliner Geowiss. Abh., A 139: 180 S., Berlin.
- HIRSCHMANN, G. (1992): On the geological interpretation of the 3-D seismic data with special regard to the information from the KTB boreholes. – KTB Report, 92(5): 351–373, Hannover.
- HIRSCHMANN, G. (1994 a): The KTB-location and models of the crustal structure. – KTB Report, 94(2): 35–44, Hannover.
- HIRSCHMANN, G. (1994 b): Zu den Korrelationsmöglichkeiten des Erzgebirgs-Proterozoikums mit den Profilen des Moldanubikums. – Z. geol. Wiss., 22(5): 587–601, Berlin.
- HIRSCHMANN, G. (1994 c): The lithological units of the northern ZEV. (With contributions by STETTNER, G. & ROHRMÜLLER J.). – KTB Report, 94(3): 63–74, Hannover.
- HIRSCHMANN, G. (1995): Lithological characteristics (of the Mid-German Crystalline High). – In: DALLMEYER, R. D., FRANKE, W. & WEBER, K. [Hrsg.]: Pre-Permian geology of Central and Eastern Europe. – 155–163, Berlin (Springer).
- HIRSCHMANN, G. (im Druck): Ergebnisse und Probleme des strukturellen Baues im Bereich der KTB-Lokation. – *Geologica Bavarica*, 101, München.
- HIRSCHMANN, G. & OKRUSCH, M. (1988): Spessart-Kristallin und Ruhlaer Kristallin als Bestandteile der Mitteldeutschen Kristallinzone – ein Vergleich. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 177: 1–39, Stuttgart.
- HIRSCHMANN, G., STETTNER, G. & ROHRMÜLLER, J. (1994): Das lithologische Profil der nördlichen ZEV. – KTB Report, 94(2): 1, Hannover.
- HIRTLEITER, G. (1992): Spät- und postglaziale Gletscherschwankungen im Wettersteingebirge und seiner Umgebung. – Münchner geogr. Abh., B 15: 154 S., München.
- HÖCK, V. & MARSCHALLINGER, R. (1988): Exkursion Hohe Tauern 21.–23. Sept. 1988. – Exkursionsf. Jahrestag. 1988 Österr. Geol. Ges.: 60 S., Wien.
- HÖFLE, H.-C. (1972): Mikropaläontologische und sedimentpetrographische Untersuchungen zur Klärung der Deckentektonik und Stratigraphie des Ultrahelvetikums (Liebensteiner Decke) in Vorarlberg und im Allgäu. – Geol. Jb., A 1: 73 S., Hannover.
- HÖFLE, H.-C. & KUHNERT, C. (1969): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 8331 Bayersoien. – 122 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- HÖLDER, H. (1964): Jura. – Handbuch der Stratigraphischen Geologie. – 603 S., Stuttgart (Enke).
- HÖLZL, O. (1959): Zur Faunenkenntnis der oberbayerischen Miozänmolasse und ihre Beziehungen zu Oberösterreich und dem Wiener Becken. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 52: 143–148, Wien.
- HÖLZL, S., HOFMANN, B. & KÖHLER, H. (1993): U-Pb and Sm-Nd dating on a metabasite from the KTB main bore hole. – KTB Report, 93(2): 391–392, Hannover.
- HÖRAUF, H. (1959): Zur Stratigraphie und Paläogeographie des Dogger-Sandsteins in der Fränkischen Alb. – Erlanger geol. Abh., 30: 68 S., Erlangen.
- HÖRNER, H. (1959): Zur Stratigraphie und Paläogeographie des Dogger-Sandsteins in der Fränkischen Alb. – Erlanger geol. Abh., 30: 68 S., Erlangen.
- HÖPFNER, B. (1962): Bemerkungen zur Paläogeographie und Tektonik des Helvetikums zwischen Iller und Lech. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F. 44: 93–109, Stuttgart.
- HÖPFNER, B. (1970): Stratigraphie und Faziesverteilung der südhelvetischen Kreide-Tertiär-Grenzschichten des mittleren Allgäus und ein Vergleich nach Osten und Westen. – Diss. Univ. München: 139 S., München.
- HOFFMANN, A. (1994): Alkaline magmatic series in the KTB-key-rocks for a petrogenetic interpretation of the ZEV metavolcanic rocks. – KTB Report, 94(2): 71–86, Hannover.
- HOFFMANN, U. (1967): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 6225 Würzburg Süd. – 134 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- HOFFMANN, B., DRACH, V. VON, KÖHLER, H. (1993): Nd model ages and Sr isotope systematics of drilled material from the KTB main bore hole. – KTB Report, 93(2): 289–290, Hannover.
- HOFFMANN, B., DRACH, V. VON & KÖHLER, H. (1994): Nd- und Sr-Isotopensystematik an Material der Hauptbohrung (0-7400). – KTB Report, 94(2): 28, Hannover.
- HOHENESTER, J. (1994): Sind rote Sedimente in der „Albüberdeckung“ Zeugen einer tertiären Verwitterung oder einer marinen Überflutung in der Kreidezeit? – Mitt. fränk. geogr. Ges., 41: 263–307, Erlangen.
- HOLL, E. K. (1988): Isotopengeochemische Untersuchungen basischer und intermediärer Magmatite – Genese und Altersstellung redwitzitischer Gesteine Nordostbayerns. – Diss. Univ. München: 150 S., München.

- HOLZHAUSER, H. (1982): Neuzeitliche Gletscherschwankungen. – *Geogr. Helvetica*, **37**(2): 115-126, Zürich.
- HORN, P., KÖHLER, H. & MÜLLER-SOHNUS, D. (1986): Rb-Sr-Isotopen-Geochemie hydrothermaler Quarze des Bayerischen Pfahls und eines Fluß-Schwerspat-Ganges von Nabburg-Wölsendorf. – *Chemical Geol.*, **58**: 254–272, Amsterdam (Elsevier).
- HORSTIG, G. VON & STETTNER, G. (1976): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7535 Schwarzenbach am Wald. – 178 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- HORSTIG, G. VON (1981): Altpaläozoikum des Frankenwaldes. – In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.]: Erläuterungen zur Geologischen Karte 1:500 000. – 3. Aufl.: 20–29, München.
- HOUTEN, F. B. VAN (1974): Northern Alpine Molasse and similar Cenozoic sequences of Southern Europe. – *Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ.*, **19**: 260–273, o. O.
- HSÜ, K. J. [Hrsg.] (1982): Mountain building processes. – 263 S., London (Academic Press).
- HSÜ, K. J. & BRIEGEL, U. (1991): Geologie der Schweiz. – 219 S., Basel (Birkhäuser).
- HUBER, K. & SCHWERD, K. (1995): Das Geologische Profil der Tiefbohrung Hindelang 1 (Allgäuer Alpen). – *Geologica Bavarica*, **100**: 23–54, München.
- HUCKRIEDE, R. (1958): Die Kreideschiefer bei Kaisers in den Lechtaler Alpen (Apt-Unt. Cenoman). – *Verh. geol. B.-Anst. Wien*, 71–86, Wien.
- HÜTTNER, R. (1974): Das Ries als geologisches Problem. – *Aufschluß*, **25**(7–8): 381–394, Heidelberg.
- JACOBSHAGEN, V. (1965): Lias und Dogger im West-Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen. – *Geologica Romana*, **3**(1964): 303–318, Rom.
- JANOSCHEK, W. R. & MATURA, A. (1980): Outline of the geology of Austria. – *Abh. Geol. B.-Anst.*, **34**: 7–98, Wien.
- JERZ, H. (1966): Untersuchungen über Stoffbestand, Bildungsbedingungen und Paläogeographie der Raibler Schichten zwischen Lech und Inn (Nördliche Kalkalpen). – *Geologica Bavarica* **56**: 3–102, München.
- JERZ, H. (1979): Das Wolfratshauer Becken, seine glaziale Anlage und Übertiefung. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **29**: 63–69, Hannover.
- JERZ, H. (1983): Kalksinterbildungen in Südbayern und ihre zeitliche Einstufung. – *Geol. Jb.*, **A 71**: 291–300, Hannover.
- JERZ, H. (1993): Geologie von Bayern, **2** – Das Eiszeitalter in Bayern. – 243 S., Stuttgart (Schweizerbart).
- JERZ, H. (1995): Das Quartär Bayerns. – In: BENDA, L. [Hrsg.]: *Das Quartär Deutschlands*. – 296–326, Berlin-Stuttgart (Bornträger).
- JERZ, H. & GROTTENTHALER, W. (1995): Quartärprofile mit Paläoböden in Südbayern. – *Geologica Bavarica*, **99**: 179–185, München.
- JERZ, H., GROTTENTHALER, W. & SCHWARZMEIER, J. (1983): Quartär. – In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.]: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000. – 3. Aufl.: 134–151, München.
- JERZ, H. & POSCHINGER, A. VON (1995): Neuere Ergebnisse zum Bergsturz Eibsee-Grainau. – *Geologica Bavarica*, **99**: 383–398, München.
- JIN, J. (1995): Dynamic stratigraphic analysis and modeling in the south-eastern German molasse basin. – *Tübinger geowiss. Arb.*, **24**: 153 S., Tübingen.
- JORDAN, R. & SCHMIDT-KALER, H. (1985): Der Obere Lias (Toarcium) in Südfranken aufgrund neuer Bohrungen. – *Geol. Jb.*, **A 84**: 55–101, Hannover.
- JUNG, W., KNOBLOCH, E., KVAČEK, Z. (1971): Makrofloristische Untersuchungen im Braunkohlentertiär der Oberpfalz. – *Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol.*, **11**: 223–245, München.
- KÄDING, K.-C. (1978): Die Grenzen Zechstein/Buntsandstein in Hessen, Nordbayern und Baden-Württemberg. – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver.*, **N. F. 60**: 233–252, Stuttgart.
- KÄMPFE, C. (1984): Tiefbohrungen aus Baden-Württemberg und umgebenden Ländern. – *Arb. Inst. Geol. Paläont. Univ. Stuttgart*, **80**: 313 S., Stuttgart.
- KÄSTNER, H. & SEIDEL, G. (1965): Zur Ausbildung des Oberen Buntsandsteins (Röt) in Westthüringen. – *Geol.*, **14**: 145–152, Berlin.
- KALLENBACH, H. (1965): Mineralbestand und Genese südbayerischer Löss. – *Geol. Rdsch.*, **55**: 582–607, Stuttgart.
- KELBER, K.-P. (1980): Blatt- und Fruchtreste aus dem Jungtertiär von Wollbach, Unterfranken. – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **42**: 40–42, Frankfurt/M.



- KELBER, K.-P. (1990): Die versunkene Pflanzenwelt aus den Deltasümpfen Mainfrankens vor 230 Millionen Jahren. Makroflora aus dem Germanischen Unterkeuper. – *Beringeria*, Sonderh. 1: 67 S., Würzburg.
- KELBER, K.-P. & GREGOR, H.-J. (1987): Makroflora aus dem Tertiär der Langen Rhön: Erste Ergebnisse von Neuaufsammlungen. – *Doc. naturae*, 41: 11–13, 41–42, München.
- KEMMERLE, K. (1977): Magnetotellurik am Alpen-Nordrand mit Diskussion der lokalen Effekte und Darstellung einer Einzeleffektauswertung. – Diss. Univ. München: 163 S., München.
- KESSLER, G. (1973): Sedimentgeologische Untersuchungen im oberfränkischen Rhätolias. – *Erlanger geol. Abh.*, 93: 60 S., Erlangen.
- KEUPP, H. (1977): Der Solnhofener Plattenkalk – ein Blaugrünalgen-Laminat. – *Paläont. Z.*, 51: 102–116, Stuttgart.
- KIRSCH, K. H. (1988): Die Tratenbach-Schichten mit Oberkreide- und Alttertiärsedimenten aus der kalkalpinen Randschuppe zwischen Bad Wiessee und Lengries/Oberbayern. – *Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol.*, 28: 145–172, München.
- KLARE, B. (1989): Gliederung und Paläogeographie des Buntsandsteins im Ostteil der Süddeutschen Scholle. – Diss. Univ. Bochum: 150 S., Bochum.
- KLARE, B. & SCHRÖDER, B. (1986): Der Untergrund von Nürnberg und der NW-Sporn des Nürnberg-Landshuter Hochs. – *Geologica Bavarica*, 89: 117–127, München.
- KLARE, B. & SCHRÖDER, B. (1990): Extreme Randfazies der Oberkreide vor der ZEV. – *KTB Report*, 90(4): 300–309, Hannover.
- KLAUS, W. (1955): Über die Sporendiagnose des deutschen Zechsteinsalzes und des alpinen Salzgebirges. – *Z. dt. geol. Ges.*, 105: 76–88, Hannover.
- KLEEMANN, U. (1986): Petrographische Untersuchungen und thermobarometrische Analyse der metamorphen Überprägung in 2 tektonischen Bewegungszonen des nördlichen Oberpfälzer Waldes. – *Dipl.-Arb. Univ. Bochum*: 67 S., Bochum.
- KLEEMANN, U. (1991): Die P-T-t-d-Entwicklung im Grenzbereich zwischen der Zone Erbdorfer-Vohenstrauß (ZEV) und dem Moldanubikum in der Oberpfalz/NE-Bayern. – Diss. Univ. Bochum: 218 S., Bochum.
- KLEIN, V., MÜLLER, V. & VALEČKA, J. (1979): Lithofazielle und paläogeographische Entwicklung des Böhmisches Kreidebeckens. Aspekte der Kreide Europas. – *IUGS-Series*, A6: 435–446, Stuttgart.
- KLEINMANN, A. (1995): Seespiegelschwankungen am Ammersee. Ein Beitrag zur spät- und postglazialen Klimageschichte Bayerns. – *Geologica Bavarica*, 99: 253–367, München.
- KLOTZ, W. (1993): Lithologie, Fazies und Genese des „Wellenkalks“ im Unteren Muschelkalk. – In: HAGDORN, H. & SEILACHER, A. [Hrsg.]: *Muschelkalk. Schöntaler Symposium 1991*. – Sonderbd. *Ges. Naturkde. Württemberg*, 2: 116, Korb, Stuttgart (Goldschneck).
- KNOBLOCH, E. (1971): Berichtigung zur miozänen Flora der Rhön mit Bemerkung zur Altersstellung. – *Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol.*, 11: 251–262, München.
- KNOBLOCH, E. (1973): *Debeya insignis* (HOSIUS et V. D. MARCK) Knobloch aus dem Senon von Friedersreuth (Oberpfalz). – *Geologica Bavarica*, 67: 172–176, München.
- KOCKEL, C. W., RICHTER, M. & STEINMANN, H. G. (1931): *Geologie der Bayerischen Berge zwischen Lech und Loisach*. – *Wiss. Veröff. D. Ö. A. V.*, 10: 231 S., Innsbruck.
- KÖHLER, H. & HÖLZL, S. (1994): Zirkondatierungen an Gesteinen der KTB. – *KTB Report*, 94(2): 29, Hannover.
- KÖHLER, H., MASCH, L., MIETHIG, T., PFEIFFER, G. & WEGER, M. (1993): Gabbroamphibolit-Masse von Neukirchen-Kydne und ihr Rahmen. – *Europ. J. Mineral. Beih.*, 2: 35–80, Stuttgart.
- KÖHLER, H. & MÜLLER-SOHNUS, D. (1985): Rb-Sr Altersbestimmungen und Sr-Isotopensystematik an Gesteinen des Regensburger Waldes (Moldanubikum NE-Bayern). Teil I: Paragneis-anatexite. – *N. Jb. Mineral. Abh.*, 151: 1–28, Stuttgart.
- KÖHLER, H. & MÜLLER-SOHNUS, D. (1986): Rb-Sr Altersbestimmungen und Sr-Isotopensystematik an Gesteinen des Regensburger Waldes (Moldanubikum NE-Bayern). Teil II: Intrusivgesteine. – *N. Jb. Mineral. Abh.*, 155: 219–241, Stuttgart.
- KÖHLER, H., PROPACH, G. & TROLL, G. (1989): Exkursion zur Geologie, Petrographie und Geochronologie des NE-bayerischen Grundgebirges. – *Europ. J. Mineral. Beih.*, 1: 1–84, Stuttgart.
- KÖRBER, H. (1962): Die Entwicklung des Maintals. – *Würzburger geogr. Arb.*, 10: 170 S., Würzburg.
- KÖSTER, H. & SCHNITZER, W. A. (1984): Lithologische und geochemische Untersuchungen im Unteren Keuper bei Ochsenfurt (Unterfranken). – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver.*, N. F. 66: 273–292, Stuttgart.-

- KOLLMANN, K. (1977): Die Öl- und Gasexploration der Molassezone Oberösterreichs und Salzburgs aus regional-geologischer Sicht. – Erdöl-Erdgas-Z., **93** [Sonderausg.]: 36–49, Hamburg.
- KORSITZKE, H.-D. (1994): Planktonische Foraminiferen der Oberkreide (Cenoman–Campan) am nördlichen Tethysrand (süddeutscher Molasse-Untergrund, Regensburg) – Systematik, Stratigraphie sowie Paläoökologie der Foraminiferengesamtfaua. – Diss. Univ. München: 274 S., München.
- KOSSMAT, F. (1927): Gliederung des varistischen Gebirgsbaues. – Abh. Sächs. Geol. L.-Anst., **1**: 39 S., Leipzig.
- KOVANDA, J. (1983): Holozäne Süßwasserkalke und ihre Bedeutung für die Gliederung der Flußablagerungen in der Tschechoslowakei. – Geol. Jb., **A 71**: 285–289, Hannover.
- KOWALCZYK, G. (1983): Das Rotliegende zwischen Taunus und Spessart. – Geol. Abh. Hessen, **84**: 99 S., Wiesbaden.
- KOWALCZYK, G. & PRÜFERT, J. (1978): Exkursion F in das Oberrotliegende und den Zechstein am Rand von Spessart und Vogelsberg am 1. April 1978. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F. **60**: 87–108, Stuttgart.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1992): Erster paläontologischer Nachweis von Meliaticum und Süd-Rudabányaicum in den Nördlichen Kalkalpen (Österreich) und ihre Beziehungen zu den Abfolgen in den Westkarpaten. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **18**: 87–129, Innsbruck.
- KRAINER, K. (1994): Die Geologie der Hohen Tauern. – 159 S., Klagenfurt (Carinthia).
- KRAINER, K., MOSTLER, H. & HADITSCH, J. G. (1994): Jurassische Beckenbildung in den Nördlichen Kalkalpen bei Lofer (Salzburg) unter besonderer Berücksichtigung der Manganerz-Genese. – Abh. Geol. B.-Anst., **50**: 257–293, Wien.
- KRAUS, E. (1932): Der bayerisch-österreichische Flysch. – Abh. Geol. L.-Unters. Bayer. Oberbergamt, **8**: 82 S., München.
- KRAUS, E. (1965): Flyschprobleme im Allgäu. – Max Richter-Festschr.: 23–28, Clausthal-Zellerfeld.
- KREUZER, H., HENJES-KUNST, F., SEIDEL, E., SCHÜSSLER, U. & BÜHN, B. (1993): Ar-Ar-spectra on minerals from KTB and related medium-pressure units. – KTB Report, **93(2)**: 133–136, Hannover.
- KREUZER, H., SEIDEL, E., SCHÜSSLER, U., OKRUSCH, M., LENZ, K. L. & RASCHKA, H. (1989): K-Ar geochronology of different tectonic units at the northwestern margin of the Bohemian Massif. – Tectonophysics, **157**: 149–178, Amsterdam.
- KREUZER, H., VEJNAR, Z., SCHÜSSLER, U., OKRUSCH, M. & SEIDEL, S. (1988): K-Ar-dating in the Teplá-Domazlice Zone at the western margin of the Bohemian Massif. – Proceedings 1st International Conference Bohemian Massif, Prague, Czechoslovakia, 1988 Sept. 26–Oct. 3. – 168–175, Prag.
- KROHE, A., ABDULLAH, N., GŁODNY, J. & GRAUERT, B. (1995): Untersuchungen von ordovizischen, devonischen und karbonischen Gefügeprägungen in Gesteinen des Umfeldes der Tiefbohrung. – Geologische Untersuchungen im Umfeld der Kontinentalen Tiefbohrung, Workshop des Bayerischen Geologischen Landesamtes und des DFG-Schwerpunktprogrammes KTB, 16./17. Nov. 1995. – Tagungsbd.: 26–30, München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- KROHE, A., ABDULLAH, N. & GRAUERT, B. (1994): Mikrogefüge-Untersuchungen am Leuchtenberger Granit und an Metagraniten der Mylonitzone von Floß-Altenhammer. – KTB Report, **94(2)**: 38, Hannover.
- KROMER, H. (1978): Tertiäre Tone in NE-Bayern. – Fortschr. Mineral., **56**: 1–104, Stuttgart.
- KRONMÜLLER, K. (1987): Sedimentologie der Bausteinschichten und der Unteren Cyrenenschichten im westlichen Molassebecken Süddeutschlands. – Clausthaler Geowiss. Diss., **25**: 177 S., Clausthal-Zellerfeld.
- KÜGEL, H.-W. (1992): Normapolles der Oberkreide Bayerns. – Diss. Univ. Erlangen: o. S., Erlangen.
- KUHN, O. (1978): Probleme der Paläogeographie, Sedimentologie und Stratigraphie des Jura in Franken. – Ber. Naturforsch. Ges. Bamberg, **52(1977)**: 64–185, Bamberg.
- KULICK, J. (1984): Geologische Übersicht. – In: KULICK, J., LEIFELD, D., MEISL, S., PÖSCHL, W., STELLMACHER, R., STRECKER, G., THEUERJAHR, A.-K. & WOLF, M.: Petrofazielle und chemische Erkundung des Kupferschiefers der Hessischen Senke und des Harz-Westrandes. – Geol. Jb., **D 68**: 11–14, Hannover.
- KURSZLAUKIS, S. & LORENZ, V. (1993): Petrologische und geochemische Untersuchungen am Rotliegenden der Forschungsbohrung Abenberg 1001. – Geologica Bavarica, **97**: 25–46, München.
- KURZ, W., NEUBAUER, F. & GENSER, J. (1996): Kinematics of Penninic nappes (Glockner Nappe and basement-cover nappes) in the Tauern Window (Eastern Alps, Austria) during subduction and Penninic-Austroalpine collision. – Eclogae geol. Helv., **89**: 573–605, Basel.
- LAGALLY, U., KUBE, W. & FRANK, H. (1994): Geowissenschaftlich schutzwürdige Objekte in Oberbayern. Ergebnisse einer Erstaufnahme. – 2. Aufl.: 168 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt).

- LAMMERER, B. (1988): Thrust-regime and transpression-regime tectonics in the Tauern Window (Eastern Alps). – *Geol. Rdsch.*, **77**: 143–156, Stuttgart.
- LANGBEIN, R. & SEIDEL, G. (1995): Muschelkalk. – In: SEIDEL, G. [Hrsg.]: *Geologie von Thüringen*. – 317–331, Stuttgart (Schweizerbart).
- LANGE, H. (1981): Die Kreide im Untergrund des Molassebeckens (Purbeck bis Campan). – In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.]: *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500 000*. – 3. Aufl.: 71–74, München.
- LANGE, H. & PAULUS B. (1971): Stratigraphie und Fazies des Gault und Cenoman der Wasserburger Senke im Bayerischen Molasse-Untergrund. – *Erdöl-Erdgas-Z.*, **87**(5–6): 150–163, Wien, Hamburg.
- LAPP, M., WEBER, K. & ONCKEN, O. (1994): Die strukturelle Entwicklung der ZEV. – *KTB Report*, **94**(2): 2, Hannover.
- LAUBSCHER, H. (1991): The arc of the Western Alps today. – *Eclogae geol. Helv.*, **84**: 631–659, Basel.
- LEHNER, L. (1936): Zur Lagerung, Schichtfolge und Paläogeographie der Fränkischen Kreide. – *Zbl. Mineral. Geol. Paläont.*, **B 1936**: 362–369, Stuttgart.
- LEHNER, L. (1937): Fauna und Flora der fränkischen albüberdeckenden Kreide. – *Paläontographica*, **A 85**: 115–128, Stuttgart.
- LEIN, R. (1985): Das Mesozoikum der Nördlichen Kalkalpen als Beispiel eines gerichteten Sedimentationsverlaufes infolge fortschreitender Krustenausdünnung. – *Arch. Lagerstättenforsch. Geol. B.-Anst.*, **6**: 117–128, Wien.
- LEIN, R. (1987): Evolution of the Northern Calcareous Alps during Triassic times. – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. [Hrsg.]: *Geodynamics of the Eastern Alps*. – 85–102, Wien (Deuticke).
- LEISS, O. (1988): Die Kontrolle des Sedimentationsgeschehens und der Biofazies durch evolutive orogenetische Prozesse in den Nördlichen Kalkalpen am Beispiel von Gosauvorkommen (Coniac–Santon). – *Doc. naturae*, **43**: 1–95, München.
- LEISS, O. (1990): Neue Aspekte zur Geodynamik und Beckenbildung als Ergebnis der Beckenanalyse von synorogenen Kreidevorkommen innerhalb der Nördlichen Kalkalpen. – *Geol. Rdsch.*, **79**(1): 47–84, Stuttgart.
- LEISS, O. (1992): Orogenically controlled sedimentation in the Lechtaler Kreideschiefer (Lechtalshale; Cretaceous) and geodynamics of the inner western NCA (Northern Calcareous Alps; Lechtal Alps). – *Geol. Rdsch.*, **81**(3): 603–634, Stuttgart.
- LEITZ, F. (1976): Lithostratigraphie des Zechsteins und Buntsandsteins bei Coburg–Kronach (Nordost-Bayern). – *Diss. Univ. Bochum*: 185 S., Bochum.
- LEITZ, F. & SCHRÖDER, B. (1985): Die Randfazies der Trias und Bruchschollenland südöstlich Bayreuth (Exkursion C am 11. und 12. April 1985). – *Jber. Mitt. oberhein. geol. Ver.*, **N. F. 67**: 51–63, Stuttgart.
- LEMCKE, K. (1973): Zur nachpermischen Geschichte des nördlichen Alpenvorlandes. – *Geologica Bavarica*, **69**: 5–48, München.
- LEMCKE, K. (1978): Der vortertiäre Untergrund. – In: UNGER, H. J.: *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 50 000, Blatt Nr. L 7740 Mühldorf am Inn*. – 22–44, München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- LEMCKE, K. (1988): *Geologie von Bayern, 1 – Das bayerische Alpenvorland vor der Eiszeit*. – 175 S., Stuttgart (Schweizerbart).
- LEMOINE, M., TRICART, P. & BOILLLOT, G. (1987): Ultramafic and gabbroic ocean floor of the Ligurian Tethys (Alps, Corsica, Apennines) – In search of a genetic model. – *Geology*, **15**: 622–625, Boulder.
- LEMOINE, M. & TRÜMPY, R. (1987): Pre-oceanic rifting in the Alps. – *Tectonophysics*, **133**: 305–320, Amsterdam.
- LEPPER, J. (1970): Neue Ergebnisse lithostratigraphisch-fazieller Detail-Untersuchungen im Grenzbereich Mittlerer/Oberer Buntsandstein zwischen Fulda und Neckar. – *Diss. Univ. Würzburg*: 189 S., Würzburg.
- LEPPER, J. [Hrsg.] (1993): *Beschlüsse zur Festlegung der lithostratigraphischen Grenzen Zechstein/Buntsandstein/Muschelkalk und zu Neubenennungen im Unteren Buntsandstein in der Bundesrepublik Deutschland*. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1993**(11): 687–692, Stuttgart.
- LIHOU, J. C. (1996): Stratigraphy and sedimentology of the Sardona Unit, Glarus Alps: Upper Cretaceous/Middle Eocene deep-marine flysch sediments from the Ultrahelvetic realm. – *Eclogae geol. Helv.*, **89**: 721–752, Basel.
- LINDENBERG, H. G. (1981): Das Alttertiär im Bereich des Unterinntales. – *Geologica Bavarica*, **82**: 28–33, München.

- LIPPOLT, H. J. (1982): K/Ar age determinations and the correlation of Tertiary volcanic activity in Central Europe. – *Geol. Jb.*, **D 52**: 113–135, Hannover.
- LORENZ, V. (1985): Maare und Schlackenkegel der Westeifel. – In: PIEL, J. [Hrsg.]: Vulkanismus. Naturgewalt, Klimafaktor und Kosmische Formkraft. – *Spektrum der Wissenschaft (Verständliche Forschung)*: 116–127, Heidelberg.
- LUDWIG, V. (1969): Lithologische Untersuchungen des Kambriums im Frankenwald (Bayern). – *Geol. Jb.*, **87**: 89–156, Hannover.
- MADER, D. (1985): Beiträge zur Genese des germanischen Buntsandsteins. – 630 S., Hannover (Sedimo).
- MADER, D. (1992): Beiträge zu Paläoökologie und Paläoenvironment des Buntsandsteins sowie ausgewählte Bibliographie von Buntsandstein und Keuper in Thüringen, Franken und Umgebung. – 628 S., Stuttgart (Fischer).
- MALKOVSKY, M. (1979): Tektonogeneze platformniho pokryvu Ceskeho masivu. – *Knihovna Ustred Ustavu Geol.*, **53**: 176, Prag.
- MARTINI, E. (1965): Die Fischfauna von Sieblos/Rhön (Oligozän) – 1. Smerdis-Skelette mit Otolithen in situ. 2. Fischreste aus Kopolithen. – *Senckenbergiana lethaea*, **46 a** [Weiler-Festschr.]: 291–314, Frankfurt/M.-
- MARTINI, E. [Hrsg.] (1988): Geologie und Paläontologie der oligozänen Ablagerungen von Sieblos an der Wasserkuppe/Rhön. – *Beitr. Naturkde. Osthessen*, **24**: 5–23, Fulda.
- MARTINI, E. (1990): The Rhinegraben system, a connection between northern and southern seas in the European Tertiary. – *Veröff. Übersee-Mus.*, **A 10**, 83–98, Bremen.
- MARTINI, R. & ROTHE, P. (1993): A Lower Oligocene Messel-type deposit. – *Kaupia, Darmstädter Beitr. Naturgesch.*, **2**: 39–53, Darmstadt.
- MARTINI, E., ROTHE, P., KELBER, K.-P. & SCHILLER, W. (1994): Sedimentäres Tertiär der Rhön (Exkursion I am 9. April 1994). – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F.* **76**: 219–244, Stuttgart.
- MASCH, L. & CETIN, B. (1991): Deformationsmechanismen in ausgewählten Hochtemperatur-Mylonitonen im Moldanubikum des Bayerischen Waldes. – *Geologica Bavarica*, **96**: 7–28, München.
- MATTERN, F. (1988): Die interne Überschiebungstektonik im Flysch (Kreide) der westlichen Bayerischen Alpen. – *Berliner geowiss. Abh.*, **A 101**: 1–94, Berlin.
- MATTERN, F. (1995): Late Carboniferous to Early Triassic shear sense reversals at strike-slip faults in eastern Bavaria. – *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, **1993** (9–10): 1471–1490, Stuttgart.
- MATTHES, S. (1986): Die prograde Kontaktmetamorphose von Serpentiniten des Oberpfälzer Waldes. – *Geologica Bavarica*, **89**: 7–20, München.
- MATTHES, S., OKRUSCH, M., RÖHR, C., SCHÜSSLER, U., RICHTER, P. & GEHLEN, K. VON (1995): Talcchlorite-amphibole felsens of the KTB pilot hole, Oberpfalz, Bavaria: protolith characteristics and phase relationships. – *Mineral. Petrol.*, **52**: 25–59, Wien.
- MAYER, H. (1995): Die Fazies des Unterkarbons im Frankenwald (Bayern) und der tektonische Stil im Saxothuringikum. – *Z. dt. geol. Ges.*, **146**: 466–478, Hannover.
- MEDWENITSCH, W. (1962): Die Bedeutung der Grubenaufschlüsse des Halleiner Salzberges für die Geologie des Ostrand der Berchtesgadener Schubmasse. – *Z. dt. geol. Ges.*, **113**: 463–494, Hannover.
- MENZEL, D. (1990): Lithofazieskartierung im Trias-Jura-Ausbiß um Gebenbach (Bl. 6437 Hirschau). – *Diplomkartierung Univ. Bochum: 77 S.*, Bochum.
- MENZEL, D. & SCHRÖDER, B. (1994 a): Geologische Kriterien zur Unterbau-Exhumierung im Naabgebirge. – *KTB Report*, **94** (3): 179–184, Hannover.
- MENZEL, D. & SCHRÖDER, B. (1994 b): Stand geologischer Arbeiten im Keuper der Grabfeldmulde (Südthüringen). – *Beitr. Geol. Thür.*, *N.F.* **1**: 13–25, Jena.
- MENZEL, D. & SCHRÖDER, B. (im Druck): Die Randfazies der Trias im Umfeld des Naab-Gebirges. – *Geologica Bavarica*, München.
- MERKT, J. & MÜLLER, H. (1978): Paläolimnologie des Schleinsees. – In: SCHREINER, A.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Baden-Württemberg 1:25 000, Blatt Nr. 8323 Tettang. – 29–31, Stuttgart (Geol. L.-Amt).
- MEYER, R. K. F. (1972, 1974): Stratigraphie und Fazies des Frankendolomits. Teil 1: Nördliche Frankenalb; Teil 2: Mittlere Frankenalb. Mit 6 geol. Kt. 1:50 000. – *Erlanger geol. Abh.*, **91 u. 96**, Erlangen.
- MEYER, R. K. F. (1975 a): Mikrofazielle Untersuchungen in Schwamm-Biohermen und -Biostromen des Malm Epsilon (Ober-Kimmeridge) und obersten Malm Delta der Frankenalb. – *Geol. Bl. NO-Bayern*, **25**: 149–177, Erlangen.

- MEYER, R. K. F. (1975 b): Carbonate Rocks in the Franconian Alb. – Guide Book, International Symposium on Fossil Algae: 149–177, Erlangen.
- MEYER, R. K. F. (1977 a): Stratigraphie und Fazies des Frankendolomits und der Massenkalk. Teil 3: Südliche Frankenalb. Mit 4 geol. Kt. 1 : 50 000. – Erlanger geol. Abh., **104**: 40 S., Erlangen.
- MEYER, R. K. F. (1977 b): Mikrofazies im Übergangsbereich von der Schwammfazies zur Korallenspongionormphen-Fazies im Malm (Kimmeridge–Tithon) von Regensburg bis Kelheim. – Geol. Jb., **A37**: 33–69, Hannover.
- MEYER, R. K. F. (1981 a): Malm. – In: Die Thermal- und Schwefelwasservorkommen von Bad Gögging mit Beiträgen zum geologisch-tektonischen Rahmen sowie zur Hydraulik des Tiefenwassers im Malmkarst des Molassebeckens. – Schriftenr. Bayer. L.-Amt Wasserwirtsch., **15**: 72–76, München.
- MEYER, R. K. F. (1981 b): Kreide nördlich der Alpen. – In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.]: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500 000. – 3. Aufl.: 68–78, München.
- MEYER, R. K. F. (1985): Der Lias in neuen Kernbohrungen unter der südöstlichen Frankenalb. – Geol. Jb., **A84**: 5–13, Hannover.
- MEYER, R. K. F. (1989 a): Die Entwicklung der Pfahl-Störungszone und des Bodenwöhler Halbgrabens auf Blatt Wackersdorf. – Erlanger geol. Abh., **117**: 1–24, Erlangen.
- MEYER, R. K. F. (1989 b): Die Entwicklung der Kreidesedimente im Westteil der Bodenwöhler Senke. – Erlanger geol. Abh., **117**: 53–96, Erlangen.
- MEYER, R. K. F. (1993): Gesteinsfolge des Deckgebirges. – In: MEYER, R. K. F. & MIELKE, H.: Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6639 Wackersdorf. – 194 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- MEYER, R. K. F. (1994): „Moosburg 4“, die erste Kernbohrung durch den Malm unter der bayerischen Molasse. – Erlanger Geol. Abh., **123**: 51–81, Erlangen.
- MEYER, R. K. F. (im Druck): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 6638 Schwandorf. – München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- MEYER, R. K. F. (im Druck): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 6739 Bruck i. d. Opf. – München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- MEYER, R. K. F. & SCHMIDT-KALER, H. (1984): Erdgeschichte sichtbar gemacht. Ein geologischer Führer durch die Altmühlalb. – 2. Aufl.: 260 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- MEYER, R. K. F. & SCHMIDT-KALER, H. (1987): Der Jura in neuen Bohrungen in der Umgebung von Regensburg. – Geol. Bl. NO-Bayern, **37**: 185–216, Erlangen.
- MEYER, R. K. F. & SCHMIDT-KALER, H. (1989): Paläogeographischer Atlas des süddeutschen Oberjura (Malm). – Geol. Jb., **115**: 77 S., Hannover.
- MEYER, R. K. F. & SCHMIDT-KALER, H. (1990 a): Wanderungen in die Erdgeschichte – I. Treuchtlingen – Solnhofen – Mörnstein – Dollnstein. – 80 S., München (Pfeil).
- MEYER, R. K. F. & SCHMIDT-KALER, H. (1990 b): Paläogeographie und Schwammriffentwicklung des süddeutschen Malm – ein Überblick. – Fazies, **23**: 175–184, Erlangen.
- MEYER, R. K. F. & SCHMIDT-KALER, H. (1991): Wanderungen in die Erdgeschichte (2): Durchs Urdonau nach Eichstätt. – 112 S., München (Pfeil).
- MEYER, R. K. F. & SCHMIDT-KALER, H. (1992): Wanderungen in die Erdgeschichte (5): Durch die Fränkische Schweiz. – 167 S., München (Pfeil).
- MEYER, R. K. F. & SCHMIDT-KALER, H. (1993): Schwarze Kalke im Weißen Jura (über die Bitumenfazies im Malm der Südlichen Frankenalb). – Geologica Bavarica, **97**: 155–160, München.
- MEYER, R. K. F. & SCHMIDT-KALER, H. (1994 a): Wanderungen in die Erdgeschichte (6): Unteres Altmühltal und Weltenburger Enge. – 152 S., München (Pfeil).
- MEYER, R. K. F. & SCHMIDT-KALER, H. (1994 b): Fazieswandel und Probleme der Stratigraphie im Obermalm (Tithon) zwischen Solnhofen und Neuburg/D. (Bayern). – Erlanger geol. Abh., **123**: 1–49, Erlangen.
- MEYER, R. K. F. & SCHMIDT-KALER, H. (1995): Wanderungen in die Erdgeschichte (7): Rund um Regensburg. – 128 S., München (Pfeil).
- MIELKE, H. (1982): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6037 Eb-nath. – 115 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- MIELKE, H. (1985): Erste Lebensspuren aus Metasedimenten der Bunten Gruppe Ostbayerns (Fichtelgebirge und Oberpfälzer Wald). Ein weiterer Hinweis für deren Zuordnung in den Zeitabschnitt Oberes Proterozoikum–Unterstes Kambrium. – Geol. Bl. NO-Bayern, **34/35**: 189210, Erlangen.-

- MIELKE, H. (1989): Tektonik des Kristallins auf Blatt Wackersdorf. – Erlanger geol. Abh., **117**: 35–42, Erlangen.
- MIELKE, H. (1990): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6542 Untergrafenried und zum Blatt 6642 Waldmünchen. – 94 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- MIELKE, H. (1995): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 6641 Rötzing. – München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- MIELKE, H. & ABRAHAM, K. (1980): Retrograde Mineralumwandlungen in Metasedimenten des Fichtelgebirges. – N. Jb. Miner. Abh., **138**(2): 178–197, Stuttgart.
- MIELKE, H., BLÜMEL, P. & LANGER, K. (1979): Regional low-pressure metamorphism of low and medium grade in metapelites and psammities of the Fichtelgebirge area, NE-Bavaria. – N. Jb. Mineral. Abh., **137**(1): 83–112, Stuttgart.
- MIELKE, H. & POVONDRA, P. (1972): On the enrichment of tourmaline in metamorphic sediments of the Arzberg Series, W.-Germany (NE-Bavaria). – N. Jb. Miner. Mh., **1972**(5): 209–219, Stuttgart.
- MIELKE, H., ROHRMÜLLER, J. & GEBAUER, D. (im Druck): Ein metalateritisches Denudationsniveau als lithologisch und zeitlich korrelierbarer Bezugshorizont in Phylliten, Glimmerschiefern und Gneisen des ostbayerischen Grundgebirges. – *Geologica Bavarica*, **101**, München.
- MIELKE, H. & SCHREYER, W. (1972): Magnetite-rutil-assemblages in metapelites of the Fichtelgebirge, Germany. – *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **16**: 423–428, Amsterdam.
- MIETHIG, A. (1993): Sr- und Nd-Isotopensystematik an den Gesteinen der Gabbroamphibolitmasse von Neukirchen bei Hl. Blut – Kdylde. – Diss. Univ. München: 216 S., München.
- MIETHIG, A., PFEIFFER, G. & WEGER, M. (1993): Gabbroamphibolit-Masse von Neukirchen-Kydne und ihr Rahmen. – *Europ. J. Mineral.*, Beih. **5**: 54–57, Stuttgart.
- MILLER, H., SÖLLNER, F. & LOSKE, W. (1990): U-Pb-Datierungen an Zirkonen aus Gneisen der KTB-Vorbohrung. – *KTB Report*, **90**(4): 544, Hannover.
- MOAYEDPOUR, E. (1977): Geologie und Paläontologie des tertiären „Braunkohlelagers“ von Theobaldshof (Rhön). – *Geol. Abh. Hessen*, **76**: 1–135, Wiesbaden.
- MOSES, H.-J. (1986): Karbonat- und Kieselkrusten im Bursandstein und Feuerletten N-Bayerns. – Diss. Univ. Bochum: 95 S., Bochum.
- MOSTLER, H. (1986): Zur Geologie des Wipptales (Innsbrucker Quarzphyllit, unterostalpinen Mesozoikum, Matreier Schuppenzone, Altkristallin, Steinacher Decke, Silltalstörung). – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver.*, N. F. **68**: 29–42, Stuttgart.
- MOSTLER, H. (1993): Das Germanische Muschelkalkbecken und seine Beziehung zum tethyalen Muschelkalkmeer. – In: HAGDORN, H. & SEILACHER, A. [Hrsg.]: *Muschelkalk. Schöntaler Symposium 1991*. – Sonderbde. Ges. Naturkde. Württemberg, **2**: 11–14, Korb, Stuttgart (Goldschneck).
- MOSTLER, H. & ROSSNER, R. (1984): Mikrofazies und Paläökologie der höheren Werfener Schichten (Untertrias) der Nördlichen Kalkalpen. – *Facies*, **10**: 87–144, Erlangen.
- MOUSSAVIAN, E., HERM, D. & HÖFLING, R. (1990): Olisthostromatische Umlagerungen im Paläogen des Salzburg–Reichenhaller Beckens als Ausdruck verstärkter orogener Geodynamik. – *Zbl. Geol. Paläont.*, Teil 1, **1989**(9–10): 1383–1398, Stuttgart.
- MÜLLER, H. & MINGRAM, B. (1993): Gneisses of the KTB Vorbohrung and Hauptbohrung: II. Source rocks and petrogenesis. – *KTB Report*, **93**(2): 75–78, Hannover.
- MÜLLER, J. & KLEINMANN, A. (1987): Die Sedimentationsverhältnisse im Starnberger See während des Spät- und Postglazials. – In: JERZ, H.: *Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8034 Starnberg Süd*. – 78–88, München (Bayer. Geol. L.- Amt).
- MÜLLER, M. (1970): Das Ergebnis der Bohrung Staffelsee 1 als Grundlage für neue Vorstellungen über Bau und Untergrund der gefalteten Molasse. – *Geologica Bavarica*, **63**: 86–106, München.
- MÜLLER, M. (1976): Bohrung Miesbach 1. – *Erdöl u. Kohle*, **29**: 511, Hamburg.
- MÜLLER, M. (1978): Das tiefere Tertiär, Obereozän–Miozän. – In: UNGER, H. J.: *Geologische Karte von Bayern 1 : 50 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. L 7740 Mühldorf am Inn*. – 45–73, München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- MÜLLER, M. (1984): Bau, Untergrund und Herkunft der Allgäuer Faltenmolasse. – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver.*, N. F. **66**: 321–328, Stuttgart.
- MÜLLER, M. (1994): Neue Vorstellungen zur Entwicklung des Nordbayerischen Permokarbon-Trogs aufgrund reflexionsseismischer Messungen in der Mittleren Oberpfalz. – *Geol. Bl. NO-Bayern*, **44**(3–4): 195–224, Erlangen.
- MÜLLER, M., NIEBERDING, F. & WANNINGER, A. (1988): Tectonic style and pressure distribution at the northern margin of the Alps between Lake Constance and River Inn. – *Geol. Rdsch.*, **77**: 787–796, Stuttgart.

- MÜLLER-BECK, H. (1995): Urgeschichte. – In: BENDA, L.: Das Quartär Deutschlands. – 327–348, Berlin, Stuttgart (Bornträger).
- MÜLLER-JUNGBLUTH, W.-U. (1970): Sedimentologische Untersuchungen des Hauptdolomits der östlichen Lechtaler Alpen, Tirol. – Festbd. Geol. Inst. 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck: 255–308, Innsbruck.
- MÜLLER-SOHNUS, D., DRACH, V. VON, HORN, P. & KÖHLER, H. (1987): Altersbestimmungen an der Münchberger Gneismasse, Nordost-Bayern. – N. Jb. Mineral. Abh., **156**: 175–206, Stuttgart.
- MUNK, C. (1978): Feinstratigraphische und mikropaläontologische Untersuchungen an Foraminiferen-Faunen im Mittleren und Oberen Dogger (Bajoc–Callov) der Frankenalb. – Erlanger geol. Abh., **105**: 1–72, Erlangen.
- MUNK, C. (1981): Unterer Malm, Oberer und Mittlerer Dogger. – In: BAYERISCHES LANDESAMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT [Hrsg.]: Die Thermal- und Schwefelwasservorkommen von Bad Gögging. – Schriften. Bayer. L.-Amt Wasserwirtsch., **15**: 76–91, München.
- NAGEL, K.-H., SCHÜTZ, K.-J. SCHÜTZ, S., WILMERS, W. & ZEIL, W. (1976): Die geodynamische Entwicklung der Thiersee- und der Karwendel-Mulde (Nördliche Kalkalpen). – Geol. Rdsch., **65**(2): 536–557, Stuttgart.
- NEUBAUER, F. (1994): Kontinentkollision in den Ostalpen. – Geowiss., **12**: 136–140, Berlin.
- NEUMAIER, F., BLISSENBACH, E., WITTMANN, D., GRIMM, W.-D., STIEFEL, J., BATSCHKE, H. & MAYR, M. (1957): Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen in der ungefalteten Molasse Niederbayerns. – Beih. Geol. Jb., **26**: 384 S., Hannover.
- OBERHAUSER, R. (1968): Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum. – Jb. Geol. B.-Anst., **111**: 115–145, Wien.
- OBERHAUSER, R. (1978): Die postvariszische Entwicklung des Ostalpenraumes unter Berücksichtigung einiger für die Metallogene wichtige Umstände. – Verh. Geol. B.-Anst., **1978** (2): 45–53, Wien.
- OBERHAUSER, R. (1980): Molasse-Untergrund, Helvetikum, Flysche und Klippenzonen in Vorarlberg. – In: GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT [Hrsg.]: Der geologische Aufbau Österreichs. – 177–188, Wien (Springer).
- OBERHAUSER, R. (1984): Bericht über geologische Aufnahmen im Helvetikum und der Nördlichen Flyschzone auf Blatt 111 Dornbirn. – Jb. Geol. B.-Anst., **127**: 226–229, Wien.
- OBERHAUSER, R. (1991): Geologische Karte der Republik Österreich 1:25 000, Erläuterungen zu Blatt 110 St. Gallen Süd und 111 Dornbirn Süd. – 72 S., Wien (Geol. B.-Anst.).
- OBERHAUSER, R. (1995): Zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie des Ostalpenraumes zur Kreide-, Paleozän- und Eozänzeit. – Jb. Geol. B.-Anst., **138**: 369–432, Wien.
- O'BRIEN, P. J. (1989): The petrology of retrograded eclogites of the Oberpfalz Forest, NE Bavaria, West Germany. – Tectonophysics, **157**: 195–212, Amsterdam.
- O'BRIEN, P. J. (1990): High pressure metamorphism in the NW Bohemian Massif: Comparisons and contrasts between the Moldanubian Zone, Münchberg Massif, ZEV, ZTT and Erzgebirge. – KTB Report, **91**(1): 1–12, Hannover.
- O'BRIEN, P. J., RÖHR, C., OKRUSCH, M. & PATZAK, M. (1992): Eclogite facies relics and a multistage breakdown in metabasites of the KTB pilot hole, NE-Bavaria: implications for the Variscan tectonometamorphic evolution of the NW Bohemian Massif. – Contrib. Mineral. Petrol., **32**: 261–278, Berlin.
- OHMERT, W. (1967): Die Ostracoden-Gattung *Cythereis* aus der Oberkreide Südbayerns. – Diss. Univ. München: 192 S., München.
- OKRUSCH, M. (1995): Metamorphic evolution (of the Mid-German Crystalline High). – In: DALLMEYER, R. D., FRANKE, W. & WEBER, K. [Hrsg.]: Pre-Permian geology of Central and Eastern Europe. – 201–213, Berlin (Springer).
- OKRUSCH, M., MÜLLER, R. & EL SHAZY, S. (1985): Die Amphibolite, Kalksilikatgesteine und Hornblendgneise der Alzenauer Gneis-Serie am Nordwest-Spessart. – Geologica Bavarica, **87**: 5–37, München.
- OKRUSCH, M., SCHUBERT, W. & NASIR, S. (1995): Igneous activity (Pre- to Early Variscan magmatism) (of the Mid-German Crystalline High). – In: DALLMEYER, R. D., FRANKE, W. & WEBER, K. [Hrsg.]: Pre-Permian geology of Central and Eastern Europe. – 190–200, Berlin (Springer).
- ORTLAM, D. (1980): Erkennung und Bedeutung fossiler Bodenkomplexe in Locker- und Festgesteinen. – Geol. Rdsch., **69**(2): 581–593, Stuttgart.
- ORTNER, H. (1992): Die sedimentäre Entwicklung der Muttekopfgosau (westliche Ostalpen, Tirol). – Zbl. Geol. Paläont., Teil 1, **1991**(12): 2872–2886, Stuttgart.

- ORTNER, H. (1994): Die Muttekopfgosau (Lechtaler Alpen, Tirol/Österreich): Sedimentologie und Beckenentwicklung. – Geol. Rdsch., **83**(1): 197–211, Berlin.
- OSCHMANN, F. (1958): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 7038 Bad Abbach. – 184 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- OTT, E., (1967): Segmentierte Kalkschwämme (Sphinctozoa) aus der alpinen Mitteltrias und ihre Bedeutung als Riffbildner im Wettersteinkalk. – Bayer. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl., Abh., N. F. **131**: 96 S., München.
- OUWEHAND, P. J. (1987): Die Garschella-Formation („Helvetischer Gault“, Aptian – Cenomanian) der Churfürsten-Alvier Region (Ostschweiz) – Sedimentologie, Phosporitgenese, Stratigraphie. – Diss. Eidg. Techn. Hochsch. Zürich: 295 S., Zürich.
- PATOČKA, F. (1991): Geochemistry and primary tectonic environment of the amphibolites from the Cesky Krumlov Varied Group (Bohemian Massif, Moldanubicum). – Jb. Geol. B.-Anst., **134**: 117–133, Wien.
- PATZAK, M., OKRUSCH, M. & RÖHR, C. (1991): Die Metabasite der KTB-Vorbohrung: Petrographie, Geochemie, Mineralchemie und Metamorphoseentwicklung. – KTB Report, **91**(1): 63–82, Hannover.
- PATZELT, G. (1983): Die Inntalterrassen im mittleren Inntal. – Führer Exk. INQUA-Subkomm. Europ. Quartärstrat., 13.–20. 9. 1983: 74–76, München.
- PATZELT, G. (1987): Untersuchungen zur nacheiszeitlichen Schwemmkegel- und Talentwicklung in Tirol. – Veröff. Mus. Ferdinandeum, **67**: 93–123, Innsbruck.
- PATZELT, G. & POSCHER, G. (1993): Haltepunkte 2.a, b und 3.a, b – Der Tschirgant-Bergsturz. – Arbeitstag. Geol. B.-Anst. 1993, Exkursion D, 8. Okt. 1993: 208–213, Wien.
- PAUL, J. (1982): Der Untere Buntsandstein des Germanischen Beckens. – Geol. Rdsch., **71**(3): 795–812, Stuttgart.
- PAUL, J. (1985): Stratigraphie und Fazies des südwestdeutschen Zechsteins. – Geol. Jb. Hessen, **113**: 59–73, Wiesbaden.
- PETEREK, A., HIRSCHMANN, G., SCHRÖDER, B. & WAGNER, G. A. (1994): Spät- und postvariszische tektonische Entwicklung im Umfeld der KTB Oberpfalz. – KTB Report, **94**(3): 123–148, Hannover.
- PETEREK, A. & SCHRÖDER, B. (1995): Zur strukturellen Entwicklung des Ostrandes der Süddeutschen Großscholle. – Exkursionsf. Veröff. GGW, **195**: 61–62, Berlin.
- PFEIFFER, T. & PROPACH, G. (1993): Zur Geochemie der Intrusiva. – In: KÖHLER, H., MASCH, L., MIETHIG, T., PFEIFFER, G. & WEGER, M. (1993): Gabbroamphibolit-Masse von Neukirchen-Kydne und ihr Rahmen. – Europ. J. Mineral., Beih., **5**: 54–57, Stuttgart.
- PIFFNER, A. (1981): Fold-and-thrust tectonics in the Helvetic Nappes (E Switzerland). – Spec. Pub. Geol. Soc. London, **9**: 319–327, London.
- PIFFNER, O. A. (1986): Evolution of the North Alpine foreland basin in the Central Alps. – Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentol., **8**: 219–228, Oxford.
- PIFFNER, A. (1994): Die Tiefenstruktur der Alpen. – Geowiss., **12**: 132–135, Berlin.
- PFLAUMANN, U. & STEPHAN, W. (1968): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 8237 Miesbach. – 415 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- PFLUG, H. D. & PRÖSSL, K. F. (1991): Palynology in the pilote hole of the Continental Deep Drilling Program: Results and Implications. – KTB Report, **91**(1): 239–258, Hannover.
- PICHLER, H. (1963): Geologische Untersuchungen im Gebiet zwischen Roßfeld und Markt Schellenberg im Berchtesgadener Land. – Beih. geol. Jb., **48**: 129–204, Hannover.
- PILLER, W. & LOBITZER, H. (1979): Die obertriassische Karbonatplattform zwischen Steinplatte (Tirol) und Hochkönig (Salzburg). – Verh. Geol. B.-Anst., **1979**(2): 171–180, Wien.
- PIRKL, H. R. (1980): Die westlichen Zentralalpen (von der Silvretta zum Brenner). – In: GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT [Hrsg.]: Der geologische Aufbau Österreichs. – 332–347, Wien (Springer).
- PLAUMANN, S. (1982): Die Schwereanomalie im Bereich der Münchberger Gneismasse und ihre Interpretation. – Z. dt. geol. Ges., **133**: 649–665, Hannover.
- PLAUMANN, S. (1991): Die Schwereanomalie im Bereich des Bayerischen Pfahls. – Unveröff. Ber., Archiv-Nr. 109141, Niedersächs. L.-Amt Bodenforsch.: o. S., Hannover.
- PLAUMANN, S. (1995): Die Schwerekarte 1:500 000 der Bundesrepublik Deutschland (Bouguer-Anomalien), Blatt Süd. – Geol. Jb., **E 53**: 3–13, Hannover.
- PLÖCHINGER, B. (1974): Gravitativ transportiertes permisches Haselgebirge in den Oberalmer Schichten (Tithonium, Salzburg). – Verh. geol. B.-Anst., **1974**: 71–88, Wien.
- POMMERENKE, K. (1985): Geochemie und Petrographie der Amphibolite im NE-Teil der Münchberger Gneismasse, NE-Bayern. – Dipl.-Arb. TU Braunschweig: 135 S., Braunschweig.



- POSCHINGER, A. VON & THOM, P. (1995): Bergsturz Hintersee/Ramsau (Berchtesgadener Land): Neue Untersuchungsergebnisse. – *Geologica Bavarica*, **99**: 399–411, München.
- PREISINGER, A. & STRADNER, H. (1986): Massenaussterben vor 66,7 Mio. Jahren. War ein kosmisches Ereignis die Ursache? – *Geowissenschaften in unserer Zeit*, **1986**(4): 116–121, Weinheim.
- PREY, S. (1980): Helvetikum, Flysche und Klippenzonen von Salzburg bis Wien. – In: *GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT [Hrsg.]*: Der geologische Aufbau von Österreich. – 189–217, Wien (Springer).
- PREY, S. (1983): Das Ultrahelvetikum-Fenster des Gschlifegrabens süd-südöstlich von Gmunden (Oberösterreich). – *Jb. geol. B.-Anst.*, **126**: 95–127, Wien.
- PRIEHÄUSSER, G. (1930): Die Eiszeit im Bayerischen Wald. – *Abh. geol. Landesunters. Bayer. Oberbergamt*, **2**: 46 S., München.
- PRIEHÄUSSER, G. (1951): Der Nachweis der Eiszeitwirkungen im Bayerischen Wald mit Hilfe der Schuttbildungen. – *Geol. Bl. NO-Bayern*, **1**: 81–91, Erlangen.
- PROPACH, G., SPIEGEL, W., SCHULZ-SCHALSCHLÄGER, M., WÜNSCH, W. & HECHT, L. (1991): Die Genese des Ödwieser Granodiorits. – *Geologica Bavarica*, **96**: 119–138, München.
- PUFF, P. (1995): Buntsandstein. – In: SEIDEL, G. [Hrsg.]: *Geologie von Thüringen*. – 302–317, Stuttgart (Schweizerbart).
- QUADT, A. VON (1990): U-Pb-zircon and Sm-Nd analyses on metabasites from the KTB pilote bore hole. – *KTB Report*, **90**(4): 545, Hannover.
- QUADT, A. von (1994): U-Pb zircon data and Pb-Sr-Nd isotope geochemistry from meta-gabbros from the KTB bore hole. – *J. Czech Geol. Soc.*, **39**(1): 87–88, Prag.
- QUENSTEDT, F. A. (1858): *Der Jura*. – 842 S., Tübingen (Laupp).
- RAD, U. VON (1966): Flysch-Zone. – In: ZACHER, W.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 8429 Pfronten. – 70–107, München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- RAD, U. VON (1972): Zur Sedimentologie und Fazies des Allgäuer Flysches. – *Geologica Bavarica*, **66**: 92–147, München.
- RASCHKA, H. (1967): Lithostratigraphische Gliederung der präordovizischen Arzberger Serie und die tektonische Entwicklung im südlichen Fichtelgebirge. – *Diss. Univ. Würzburg*: 187 S., Würzburg.
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W. & LINZER, H.-G. (1991): Lateral extrusion in the Eastern Alps, part 2: Structural Analysis. – *Tectonics*, **10**: 257–271, Washington.
- READING, H. G. [Hrsg.] (1986): *Sedimentary environments and facies*. – 615 S., Oxford (Blackwell).
- REICHELT, R. (1960): Die bayerische Flyschzone im Ammergau. – *Geologica Bavarica*, **41**: 55–98, München.
- REICHENBACHER, B. (1993): Mikrofaunen, Paläogeographie und Biostratigraphie der miozänen Brack- und Süßwassermolasse in der westlichen Paratethys unter besonderer Berücksichtigung der Fischotolithen. – *Senckenbergiana lethaea*, **73**(2): 277–374, Frankfurt/M.
- REINHARD, J. (1990): Metamorphism of the metapelites in the KTB drillcore: reaction sequences and their barometric constraints. – *KTB Report*, **90**(4): 535, Hannover.
- REISER, H. (1987): Die Foraminiferen der bayerischen Oligozän-Molasse – Systematik, Stratigraphie und Paläobathymetrie. – *Zitteliana*, **16**: 3–131, München.
- REITLINGER, E. A. (1959): Atlas Mikroskopi českých organů českých ostakův i problematiki dřevních tolsč Sibíci. – *Akad. Nauk. SSSR., Trudy geol. Inst.*, **25**: 35, TXIV.1.2., Moskau.
- REITZ, E. (1987): Silurische Sporen aus einem granatführenden Glimmerschiefer des Vor-Spessart, NW-Bayern. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1987**(11): 699–704, Stuttgart.
- REITZ, E. (1991): Acritarchen des Unter-Tremadoc aus dem westlichen Frankenwald, NE Bayern. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1991**(2): 97–104, Stuttgart.
- REITZ, E. (1992): Silurische Sporen aus einem Biotit-Glimmerschiefer bei Rittsteg, Nördlicher Bayerischer Wald. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1992**(6): 351–358, Stuttgart.
- REITZ, E. & HEUSE, T. (1994): Palynofazies im Oberordovizium des Saxothuringikums. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1994**(6): 348–369, Stuttgart.
- REITZ, E. & HÖLL, R. (1988): Jungproterozoische Mikrofossilien aus der Habach-Formation in den mittleren Hohen Tauern und dem nordostbayerischen Grundgebirge. – *Jb. Geol. B.-Anst.*, **131**: 751–760, Wien.-
- RESCH, W. (1976): Bericht über den Stand der Untersuchungen von zwei Ophiolithvorkommen im östlichen Bregener Wald (Blatt 112, Bezau). – *Verh. Geol. B.-Anst.*, **1976**: A 128–A 131, Wien.
- RICHTER, D. (1959): Schichtparallele Verschiebung einer älteren Schieferigkeit, eine bisher wenig bekannte Deformationsart. – *Z. dt. geol. Ges.*, **111**: 108–143, Hannover.

- RICHTER, D. (1984): Allgäuer Alpen. – *Slg. geol. Führer*, **77**: 253 S., Berlin (Borntraeger).
- RICHTER, M. (1957): Die Allgäu-Vorarlberger Flyschzone und ihre Fortsetzung nach Westen und Osten. – *Z. dt. geol. Ges.*, **108**: 156–174, Hannover.
- RICHTER, M. (1970): Die Arosar Decke (Arosa-Zone) in Vorarlberg und im Allgäu und ihre Fortsetzung am bayerischen Alpenrand. – *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, **1970**: 605–631, Stuttgart.
- RICHTER, M. (1972): Über die Spilite in der Oberkreide der Feuerstätter Decke im Allgäu und Vorarlberg. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1972**: 371–384, Stuttgart.
- RICHTER, P. (1984): Wolfram in Graniten Ostbayerns – Versuch einer metallogenetischen Gliederung. – *Geol. Jb.*, **D 63**: 3–22, Hannover.
- RICHTER, P. & STETTNER, G. (1979): Geochemische und petrographische Untersuchungen der Fichtelgebirgsgranite. – *Geologica Bavarica*, **78**: 1–129, München.
- RICHTER, P. & STETTNER, G. (1987): Die Granite des Steinwaldes (Nordost-Bayern) – ihre petrographische und geochemische Differenzierung. – *Geol. Jb.*, **D 86**: 3–31, Hannover.
- RICHTER, P. & STETTNER, G. (1993): Lithologische und geochemische Profilierung im Kambroodovizium des südlichen Waldsassener Schiefergebirges. – *Geologica Bavarica*, **98**: 175–217, München.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1955): Stratigraphische Gliederung des deutschen Zechsteins. – *Z. dt. Geol. Ges. (Jg. 1953)*, **105**: 843–854, Hannover.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1987): Das sogenannte Zechsteinkonglomerat und die Grenze Rotliegendes/Zechstein. – *Geol. Jb. Hessen*, **115**: 117–129, Wiesbaden.
- RING, U. (1989): Tectonogenesis of the Penninic/Austroalpine Boundary Zone: The Arosa Zone. – *Tübinger Geowiss. Arb.*, **A 1**: 178 S., Tübingen.
- RING, U. (1994): The Early Alpine Orogeny in the Central Alps: A discussion of existing data. – *Jb. Geol. B.-Anst.*, **137**: 345–363, Wien.
- RING, U., RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., BIEHLER, D. & KRALIK, M. (1989): Kinematics of the Alpine plate-margin: structural styles, strain and motion along the Penninic-Austroalpine boundary in the Swiss-Austrian Alps. – *J. Geol. Soc. London*, **146**: 835–849, London.
- RING, U., RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., DÜRR, S. & BORCHERT, S. (1990): The internal structure of the Arosa-Zone (Swiss-Austrian Alps). – *Geol. Rdsch.*, **79**: 725–739, Stuttgart.
- RISCH, H. (1971): Stratigraphie der höheren Unterkreide der bayerischen Kalkalpen mit Hilfe von Mikrofossilien. – *Palaeontographica*, **138**, Abt. A.: 1–80, Stuttgart.
- RISCH, H. (1983): Zur Mikrostratigraphie der Regensburger Kreide. – *Zitteliana*, **10**: 143–153, München.
- RISCH, H. (1987): Gosau. – In: WOLFF, H.: *Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8338 Bayrischzell: 94–99*, München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- RISCH, H. (1988): Zur Sedimentationsabfolge und Tektogenese der Gosaukreide im Reichenhaller Becken. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1988**(5): 293–310, Stuttgart.
- RISCH, H. (1993): *Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8343 Berchtesgaden West.* – 132 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- ROBASZYNSKI, F. & CARON, M. [Coord.] (1979): *Atlas de Foraminifères planctoniques du crétacé moyen (mer boréale et Téthys) I und II.* – *Cahiers de Micropaléontologie*, **1**: 1–185 u. **2**: 1–181, Paris (Edit. Centre Nat. Rech. Scient.).
- RÖGL, F. & STEININGER, F. (1983): Vom Zerfall der Tethys zu Mediterran und Paratethys. Die neogene Paläogeographie und Palinspastik des zirkummediterranen Raumes. – *Ann. Naturhist. Mus. Wien*, **85 A**: 135–163, Wien.
- RÖHL, U. (1993): Sequenzstratigraphie im zyklisch gegliederten Oberen Muschelkalk Norddeutschlands. – In: HAGDORN, H. & SEILACHER, A. [Hrsg.]: *Muschelkalk. Schöntaler Symposium 1991.* – Sonderbde. *Ges. Naturkde. Württemberg*, **2**: 29–36, Korb, Stuttgart (Goldschneck).
- RÖHLING, H.-G. (1992): Zur Zechstein/Buntsandstein-Grenze und zur stratigraphischen Nomenklatur im Unteren Buntsandstein. – *Nachr. dt. geol. Ges.*, **48**: 53–54, Hannover.
- RÖHR, C., PATZAK, M. & OKRUSCH, M. (1990): Metamorphoseentwicklung der Metabasite in der KTB-Vorbohrung. – *KTB Report*, **90**(4): 23–48, Hannover.
- RÖHR, C. & ZULAUF, G. (1992): Zur tektonischen Entwicklung der Erbdorfer Grünschieferzone – abgeleitet aus petrologischen, geothermischen und strukturgeologischen Untersuchungen. – *KTB Report*, **92**(4): 181–212, Hannover.
- RÖSCH, M. (1979): *Nacheiszeitliche Geschichte und ökologische Bedingungen des Eibenwaldes von Paterzell.* – *Zulass.-Arb. Inst. Botanik Univ. Hohenheim*: 211 S., Stuttgart-Hohenheim.

- ROHRMÜLLER, J. (1988): Die Geologie im Umfeld der KTB-Lokation Windischeschenbach, Oberpfalz. Geologische-petrographische-tektonische Untersuchungen im Gebiet zwischen Windischeschenbach, Burggrub und Bach. – Dipl.-Arb. Univ. München: 241 S., München.
- ROHRMÜLLER, J. (1993): Geochemische und mineralchemische Untersuchungen an Metabasiten des nordbayerischen Moldanubikums. – *Geologica Bavarica*, **98**: 21–96, München.
- ROHRMÜLLER, J. (1995 a): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 6140/6141 Tirschenreuth/Treppenstein. – München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- ROHRMÜLLER, J. (1995 b): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 6240 Flossenbürg. – München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- ROTHE, M. (1993): Die Wüste im Wasser: Zur Fazies, Geochemie und Diagenese des Mittleren Muschelkalks in N-Bayern. – In: HAGDORN, H. & SEILACHER, A. [Hrsg.]: Muschelkalk. Schöntaler Symposium 1991. – Sonderbde. Ges. Naturkde. Württemberg, **2**: 111–115, Korb, Stuttgart (Goldschneck).
- RUTTE, E. (1981): Bayerns Erdgeschichte. – 266 S., München (Ehrenwirth).
- RUTTE, E. & WILCZEWSKI, N. (1995): Mainfranken und Rhön. – *Slg. geol. Führer*, **74**: 3. Aufl.: 232 S., Berlin-Stuttgart (Borntträger).
- SALGER, M. & SCHMID, H. (1982): Die Forschungsbohrung Eschertshofen 1981 (Vorläufige Mitteilung). – *Geologica Bavarica*, **83**: 145–161, München.
- SALGER, M. & SCHMIDT-KALER, H. (1978): Trias und Rotliegendes in der Tiefbohrung Treuchtlingen. – *Geol. Bl. NO-Bayern*, **28**(1): 28–37, Erlangen.
- SATIR, M. & MORTEANI, G. (1979): Kaledonische, herzynische und alpidische Ereignisse im Mittelostalpin nördlich der westlichen Tauern, abgeleitet aus petrographischen und geochronologischen Untersuchungen. – *Geol. Rdsch.*, **68**: 1–40, Stuttgart.
- SHELLMANN, G. (1990): Fluviale Geomorphodynamik im jüngeren Quartär des unteren Isar- und angrenzenden Donautales. – *Düsseldorfer Geogr. Schr.*, **29**: 131 S., Düsseldorf.
- SCHUEENPFLUG, L. (1971): Ein alteiszeitlicher Donaulauf in der Zusamplatte (Bayer. Schwaben). – *Ber. naturforsch. Ges. Augsburg*, **27**: 3–10, Augsburg.
- SCHUEUVENS, D., VEJNAR, Z. & ZULAUF, G. (1995): Strukturelle Entwicklung im Westteil der Zentralböhmischescherzone zwischen Klatovy und Rittsteig (Westböhmen, Tschechische Republik). – *Geologische Untersuchungen im Umfeld der Kontinentalen Tiefbohrung, Workshop des Bayerischen Geologischen Landesamtes und des DFG- Schwerpunktprogrammes KTB 16* und 17. Nov. 1995. – Tagungsbd.: 37–38, München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- SCHIRMER, W. (1974): Übersicht über die Lias-Gliederung im nördlichen Vorland der Frankenalb. – *Z. dt. geol. Ges.*, **125**: 173–182, Hannover.
- SCHIRMER, W. (1983): Die Talentwicklung an Main und Regnitz seit dem Hochwürm. – *Geol. Jb.*, **A 71**: 11–43, Hannover.
- SCHIRMER, W., SCHIRMER, U., SCHÖNFISCH, G. & WILLMES, H. (1988): Junge Flußgeschichte des Mains um Bamberg. – *DEUQUA*, 24. Tag. Würzburg, Führer Exkurs. H: **39** S., Hannover.
- SCHLAGINTWEIT, F. & WEIDICH, K. F. (1991): Fazies, Alter und Herkunft kretazischer Olistolithe (Alb-Turon) der Branderfleckschichten (Cenoman-Coniac) der Lechtal-Decke in den Nördlichen Kalkalpen. – *Z. dt. geol. Ges.*, **142**: 229–249, Hannover.
- SCHLICKUM, W. R. (1974): Der Aussüßungs- und Verlandungsvorgang im Bereich der Oberen Brackwassermolasse Süddeutschlands. – *Senckenbergiana lethaea*, **54**: 521–526, Frankfurt/M.
- SCHLICKUM, W. R. & STRAUCH, F. (1968): Der Aussüßungs- und Verlandungsprozeß im Bereich der Brackwassermolasse Niederbayerns. – *Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol.*, **8**: 327–391, München.
- SCHMEIDL, H. (1972): Zur spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte am Nordrand der bayerischen Voralpen. – *Ber. bot. Ges.*, **85**(1–4): 79–82, Stuttgart.
- SCHMID, H. (1982): Die Forschungsbohrung Kallmünz 1982 (Kurzmitteilung). – *Geologica Bavarica*, **83**: 163–165, München.
- SCHMID, H. (1990): Blei in triadischen Sandsteinen der Oberpfalz. Erkundung mineralischer Rohstoffe in Bayern. – 19–24, München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- SCHMID, H. & WEINELT, W. (1978): Lagerstätten in Bayern. Erze, Industriemineralien, Salze und Brennstoffe. Mit einer Lagerstättenkarte 1 : 500 000. – *Geologica Bavarica*, **77**: 160 S., München.
- SCHMIDT, K. (1981): Zum tektonischen Bau des Kalkalpen-Nordrandes. – *Geologica Bavarica*, **82**: 54–63, München.
- SCHMIDT-KALER, H. (1969): Der Jura im Ries und in seiner Umgebung. – *Geologica Bavarica*, **61**: 59–86, München.

- SCHMIDT-KALER, H. (1979): Geologische Karte des Naturparks Altmühltal/Südliche Frankenalb 1 : 100 000. Mit Kurzerläuterungen auf der Kartenrückseite (unter Mitarbeit von R. MEYER). - München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- SCHMIDT-KALER, H. (1991 a): Osterstreckung der Ries-Trümmermassen bis über das Urdonautal bei Wellheim und ihre Erkundung durch die Forschungsbohrung Biesenhard. - *Geologica Bavarica*, **96**: 229-237, München.
- SCHMIDT-KALER, H. (1991 b): Wanderungen in die Erdgeschichte (3): Vom Neuen Fränkischen Seenland zum Hahnenkamm und Hesselberg. - 80 S., München (Pfeil).
- SCHMIDT-KALER, H. (1993): Geologie und Landschaftsentwicklung im Retzat-Alt Mühl-Bereich. - Bau intern, Sonderh. Fossa Carolina: 8-10, München (Oberste Baubehörde).
- SCHMIDT-KALER, H. (1994): Der präriesische Urmain und seine Ablagerungen. - *Geol. Bl. NO-Bayern*, **44**: 225-240, Erlangen.
- SCHMIDT-KALER, H. (im Druck): Geologische Karte von Bayern, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7131 Monheim. - München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- SCHMIDT-KALER, H. & ZEISS, A. (1973): Die Juragliederung in Süddeutschland. - *Geologica Bavarica*, **67**: 155-161, München.
- SCHMIDT-THOMÉ, P. (1954): Der alpine Raum. - In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.]: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500 000. - 1. Aufl.: 127-149, München.
- SCHMIDT-THOMÉ, P. (1964): Der Alpenraum. - In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.]: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500 000. - 2. Aufl.: 244-296, München.
- SCHNABEL, W. (1992): New data on the Flysch Zone of the Eastern Alps in the Austrian sector and new aspects concerning the transition to the Flysch Zone of the Carpathians. - *Cretaceous Res.*, **13**: 405-419, o. O.
- SCHNITZER, W. A. (1957): Die Lithologie und Paläogeographie des Buntsandsteins am Westrand der Böhmisches Masse. - *Erlanger geol. Abh.*, **24**: 130 S., Erlangen.
- SCHNITZER, W. A. (1976): Radioaktive Keupersandsteine Frankens und ihre Bedeutung für die sedimentologische Forschung. - *Nachr. dt. geol. Ges.*, **15**: 42, Hannover.
- SCHÖDLBAUER, S. & HOFFMANN, U. (1991): Untersuchungsgebiet Salz des Mittleren Muschelkalk in Franken, Geologische Karte 1 : 100 000 (Quartär abgedeckt). - München (Bayer. Geol. L.-Amt). - [Unveröff.]
- SCHÖNLAUB, H. P. (1980): Die Grauwackenzone. - In: GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT [Hrsg.]: Der Geologische Aufbau Österreichs. - 265-289, Wien (Springer).
- SCHÖNLAUB, H. P. (1989): Die Katastrophe, die aus dem Weltall kam - 10 Jahre „Alvarez-Impakt-Hypothese“. - *Jb. Geol. B.-Anst.*, **132**: 507-529, Wien.
- SCHOLZ, H. (1984): Bioherme und Biostrome im Allgäuer Schratzenkalk (Helvetikum, Unterkreide). - *Jb. Geol. B.-Anst.*, **127**: 471-499, Wien.
- SCHOLZ, H. (1989): Die Obere Meeresmolasse (OMM) am Südrand des Molassebeckens im Allgäu. - *Geologica Bavarica*, **94**: 49-81, München.
- SCHOLZ, H. (1995): Bau und Werden der Allgäuer Landschaft. - 353 S., Stuttgart (Schweizerbart).
- SCHRAMM, J.-M. (1978): Anchimetamorphes Permoskyth an der Basis des Kaisergebirges (Südrand der Nördlichen Kalkalpen zwischen Wörgl und St. Johann in Tirol, Österreich). - *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **8**: 101-111, Innsbruck.
- SCHREINER, A. (1992): Einführung in die Quartärgeologie. - 258 S., Stuttgart (Schweizerbart).
- SCHREINER, A. & EBEL, R. (1981): Quartärgeologische Untersuchungen in der Umgebung von Interglazialvorkommen im östlichen Rheingletschergebiet (Baden-Württemberg). - *Geol. Jb.*, **A59**: 64 S., Hannover.
- SCHREYER, W. (1965): Metamorpher Übergang Saxothuringikum-Moldanubikum östlich Tirschenreuth/Opf., nachgewiesen durch phasenpetrologische Analyse. - *Geol. Rdsch.*, **55**: 491-509, Stuttgart.
- SCHRÖDER, B. (1976): Saxonische Tektonik im Ostteil der Süddeutschen Scholle. - *Geol. Rdsch.*, **65**: 34-54, Stuttgart.
- SCHRÖDER, B. (1977): Unterer Keuper und Schilfsandstein im germanischen Trias-Randbecken. - *Zbl. Geol. Paläont. I*, **1976** (5-6): 1030-1056, Stuttgart.
- SCHRÖDER, B. (1978): Fränkische Schweiz und Vorland. - *Slg. geol. Führer*, **50**: 94 S., Berlin, Stuttgart (Bornträger).
- SCHRÖDER, B. (1982): Entwicklung des Sedimentbeckens und Stratigraphie der klassischen Germanischen Trias. - *Geol. Rdsch.*, **71** (3): 783-794, Stuttgart.

- SCHRÖDER, B. (1986): Inversion tectonics along the western margin of the Bohemian Massif. – *Tectonophysics*, **137**: 93–100, Amsterdam.
- SCHRÖDER, B. (1988): Outline of the Permo-Carboniferous basins at the western margin of the Bohemian Massif. – *Z. geol. Wiss.*, **16**: 993–1001, Berlin.
- SCHRÖDER, B. (1990): Spät- und portvariskische Schollentektonik des KTB-Umfeldes. – *KTB Report*, **90**(4): 293–299, Hannover.
- SCHRÖDER, B. (1993): Morphotektonik am Nordrand der Süddeutschen Scholle – Rhön/Grabfeld als Beispielsgebiet. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **189**(1–3): 289–300, Stuttgart.
- SCHRÖDER, B. [Hrsg.] (1995): Süddeutsche Großscholle. – *Exkursionsf. Veröff. GWG*, **195**: 214 S., Berlin.
- SCHUCH, M. (1978): Die Moore Bayerns als Nutzungsraum und Forschungsgegenstand. – *Mitt. geogr. Ges. München*, **63**: 69–77, München.
- SCHÜLLER, A. (1934): Über epizonal verformte Magmatite des westlichen Fichtelgebirges, ihre genetische Ableitung und ihre Weiterbildung in Hornfelsfazies. – *Abh. Sächs. Akad. Wiss., Math. Phys. Kl.*, **42**: 1–60, Leipzig.
- SCHÜLLER, A. (1936): Zur petrologischen und tektonischen Analyse des Fichtelgebirges. – *Geol. Rdsch.*, **27**: 260–275, Stuttgart.
- SCHÜSSLER, U. (1987): Petrographie, Geochemie und Metamorphosealter von Metabasiten im KTB-Zielgebiet Oberpfalz. – *Diss. Univ. Würzburg*: 272 S., Würzburg.
- SCHÜSSLER, U., VEJNAR, Z., OKRUSCH, M., ROSE, S. & SEIDEL, E. (1988): Geochemistry of metabasites and gabbroic rocks from the Tepla-Domazlice Zone – *Proceedings 1st International Conference Bohemian Massif, Prague, Czechoslovakia, 1988 Sept. 26–Oct. 3.* – 247–256, Prag.
- SCHUH, H. (1985): Der Zechstein in der Forschungsbohrung Obernsees. – *Geologica Bavarica*, **88**: 57–68, München.
- SCHULER, G. (1968): Lithofazielle, sedimentologische und paläogeographische Untersuchungen der Raibler Schichten zwischen Inn und Salzach (Nördliche Kalkalpen). – *Erlanger geol. Abh.*, **71**: 60 S., Erlangen.
- SCHULTE, B. & BLÜMEL, P. (1994): Cordierit-Überprägung, Granatzonierungen und Granat/Biotit-Thermometrie in der Zone von Erbendorf-Vohenstrauß (ZEV). – *KTB Report*, **94**(3): 97–108, Hannover.
- SCHULZ, B. (1992): P-T path interpretation from garnets in the Moldanubian diaphthorite zone to the West of Waldthurn (Bohemian Massif, NE Bavaria). – *Mineralia slovacica*, **24**: 339–347, Bratislava.
- SCHULZ-SCHMALSCHLÄGER, M., PROPACH, G. & BAUMANN, A. (1984): U/Pb-Untersuchungen an Zirkonen und Monaziten von Gesteinen des Vorderen Bayerischen Waldes. – *Fortschr. Mineral. Beih.*, **62** (1): 223–224, Stuttgart.
- SCHUSTER, M. (1928): Abriß der Geologie von Bayern r. d. Rh. in sechs Abteilungen. Abt. VI: Geologische Beschreibung des Landstriches zwischen dem Thüringer Wald, Vogelsberg, Odenwald und Fichtelgebirge. – 119 S., München (Oldenbourg).
- SCHWARZ, H.-U. (1975): Sedimentary structures and facies analysis of shallow marine carbonates (Lower Muschelkalk, Middle Triassic, SW-Germany). – *Contrib. Sed.*, **3**: 100 S., Stuttgart.
- SCHWARZ, H.-U. (1985): Das Profil des Unteren Muschelkalkes in der Forschungsbohrung Obernsees und seine paläogeographische Stellung. – *Geologica Bavarica*, **88**: 83–95, München.
- SCHWARZMEIER, J. (1981 a): Buntsandstein. – In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.]: *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500 000.* – 3. Aufl.: 41–46, München.
- SCHWARZMEIER, J. (1981 b): Tektonik der Süddeutschen Großscholle. – In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.]: *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500 000.* – 3. Aufl.: 97–101, München.
- SCHWARZMEIER, J. (1982): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 5927 Schweinfurt. – 139 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- SCHWARZMEIER, J. (1985): Der Mittlere Buntsandstein in Kernbohrungen des Ostspessarts. – *Geologica Bavarica*, **87**: 61–90, München.
- SCHWARZMEIER, J. (1986): Über den Buntsandstein an der unteren Saale und Sinn. – *Geologica Bavarica*, **89**: 95–115, München.
- SCHWARZMEIER, J. (1993): Trias. – In: SCHWARZMEIER, J. & WEINELT, W.: *Naturpark Spessart.* – *Geol. Kt. Bayern 1 : 100 000, mit Kurzerläuterung auf der Rückseite*: 33 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt).

- SCHWEIZERISCHE GEOLOGISCHE GESELLSCHAFT [Hrsg.] (1996): Alpine geology, proceedings of the second workshop on alpine geology held on 5-7 January 1995 at the Departement of Earth Science, Basel University, Switzerland. - *Eclogae geol. Helv.*, **89**: 1-605, Basel.
- SCHWERD, K. (1983): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8328 Nesselwang West. - 192 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- SCHWERD, K. (1984): Zur Stratigraphie, Paläogeographie und Orogenese am Übergang vom Helvetikum zur Molasse (Obereozän - tieferes Oligozän) im Allgäu. - *Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver.*, N. F. **66**: 293-306, Stuttgart.
- SCHWERD, K., EBEL, R. & JERZ, H. (1983): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8427 Immenstadt i. Allgäu. - 258 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- SCHWERD, K., HUBER, K. & MÜLLER, M. (1995): Tektonik und regionale Geologie der Gesteine der Tiefbohrung Hindelang 1 (Allgäuer Alpen). - *Geologica Bavarica*, **100**: 75-115, München.
- SCHWERD, K. & RISCH, H. (1983): Zur Stratigraphie und Herkunft der Feuerstätter Decke im Oberallgäu. - *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver.*, N. F. **65**: 279-290, Stuttgart.
- SDZUY, K. (1972): Die Pressecker Sattelzone und die ältere Baugeschichte des Frankenwaldes. - *Z. dt. geol. Ges.*, **123**: 273-289, Hannover.
- SDZUY, K. (1986): Die Karbon/Kambrium-Transgression vom Bergleshof (Frankenwald). - *Geologica Bavarica*, **89**: 67-76, München.
- SEIDENSCHWANN, G. (1993): Quartär. - In: KÜMMERLE, E. & SEIDENSCHWANN, G.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1 : 25 000, Blatt Nr. 5818 Frankfurt a. M. Ost. - 69-110, Wiesbaden (Hess. L.-Amt Bodenforsch.).
- SEIDENSCHWANN, G., GREES, H. & THEEMEYER, H. (1995): Die fluviatilen Sedimente in den Baugruben der Wohnanlagen Ebertstraße, Mülheim/Main. Neue Befunde zur pliozänen und mittelpleistozänen Flußgeschichte von Main und Kinzig. - *Jber. wetterau. Ges. Naturkd.*, **146-147**: 71-86, Hanau.
- SHOEMAKER, E. M., & CHAO, E. T. C. (1961): A new Evidence for Impact Origin of the Ries Basin, Bavaria, Germany. - *J. Geophys. Res.*, **66**: 3371-3378, Washington.
- SIEBEL, W. (1993): Der Leuchtenberger Granit und seine assoziierten magmatischen Gesteine - Zeitliche und stoffliche Entwicklungsprozesse im Verlauf der Entstehung des Nordoberpfalz-Plutons. - *Diss. Univ. Heidelberg*: 308 S., Heidelberg.
- SIMON, M. & GEBRANDE, H. (1994): New seismic images of the earth's crust: migration before stack. - *KTB Report*, **94(2)**: 87-96, Hannover.
- SINCLAIR, H. D. & ALLEN, P. A. (1992): Vertical versus horizontal motions in the Alpine orogenic wedge: stratigraphic response in the foreland basin. - *Basin Research*, **4**: 215-232, Oxford.
- SMIT, J. (1990): Meteorite impact, extinctions and the Cretaceous-Tertiary Boundary. - *Geologie en Mijnbouw*, **69**: 187-204, Dordrecht.
- SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE [Hrsg.] (1990): Deep structures of the Alps. - *Soc. Géol. France Mem.*, **156**: 367 S., Paris.
- SÖLLNER, F., KÖHLER, H. & MÜLLER-SOHNUS, D. (1981 a): Rb/Sr-Altersbestimmungen an Gesteinen der Münchberger Gneismasse (MM), NE-Bayern. Teil 1. Gesamtgesteinsdatierungen. - *N. Jb. Mineral. Abh.*, **141**: 90-112, Stuttgart.
- SÖLLNER, F., KÖHLER, H. & MÜLLER-SOHNUS, D. (1981 b): Rb/Sr-Altersbestimmungen an Gesteinen der Münchberger Gneismasse (MM), NE-Bayern. Teil 2. Mineraldatierungen. - *N. Jb. Mineral. Abh.*, **142**: 178-198, Stuttgart.
- SÖLLNER, F. & MILLER, H. (1994): U-Pb systematics on zircons from chlorite gneiss of metavolcanic layer v4 (7260-7800 m) from the KTB-Hauptbohrung. - *KTB Report*, **94(2)**: 31, Hannover.
- SPIEGEL, W. & PROPACH, G. (1991): Die Genese basischer und intermediärer Intrusivgesteine im Westteil des Vorderen Bayerischen Waldes. - *Geologica Bavarica*, **96**: 139-178, München.
- STADLER, J. (1925): Geologie der Umgebung von Passau. - *Geogn. Jh.*, **38**: 38-117, München.
- STEIGER, R. (1966): Die Geologie der West-Firuzkuh-Area (Zentralebruz/Iran). - *Mitt. Geol. Inst. ETH und Univ. Zürich*: 78 S., Zürich.
- STEIN, E. (1988): Die Strukturgeologische Entwicklung im Übergangsbereich Saxothuringikum-Moldanubikum in NE-Bayern. - *Geologica Bavarica*, **92**: 5-131, München.
- STEININGER, F. F., BERNOR, R. L. & FAHLBUSCH, V. (1989): European Neogene marine/continental chronologic correlations. - In: LINDSAY, E. H., FAHLBUSCH, V. & MEIN, P. [Hrsg.]: *European Neogene mammal chronology*: 15-46, New York (Plenum).
- STEININGER, F. F., WESSELY, G., RÖGL, F. & WAGNER, L. (1986): Tertiary sedimentary history and tectonic evolution of the Eastern Alpine Foredeep. - *Giornale Geologia*, ser. 3 a, **48(1-2)**: 285-297, Bologna.

- STEPHAN, W. & HESSE, R. (1966): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 8236 Tegernsee. – 304 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- STETTNER, G. (1972): Zur geotektonischen Entwicklung der Böhmisches Masse bei Berücksichtigung des Deformationsstils im orogenen Bewegungssystem. – Z. dt. geol. Ges., **123**: 291–326, Hannover.
- STETTNER, G. (1977): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 5936 Bad Berneck. – 225 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- STETTNER, G. (1980): Zum geologischen Aufbau des Fichtelgebirges. – Aufschluß, **31**: 391–403, Heidelberg.
- STETTNER, G. (1981): Grundgebirge. – In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.]: Erläuterungen zur Geologischen Karte 1 : 500 000. – 3. Aufl.: 7–33, München.
- STETTNER, G. (1992 a): Zur Korrelation des tektonischen Baues mit den seismischen Strukturen im Raum KTB–Oberpfalz–Münchberger Gneismasse. – KTB Report, **92**(5): 343–350, Hannover.
- STETTNER, G. (1992 b): Geologie im Umfeld der Kontinentalen Tiefbohrung Oberpfalz. Einführung und Exkursionen. – 240 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- STETTNER, G. (1993): Spätkaledonische Subduktion und jungvariskischer Deckenbau im Westteil der Böhmisches Masse. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **187**(2): 137–182, Stuttgart.
- STETTNER, G. (1994): Tektonik im Fichtelgebirge. – In: EMMERT, U. & STETTNER, G.: Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6036 Weidenberg. – München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- STETTNER, G. (im Druck): Zu den geotektonischen Beziehungen von Saxothuringikum, Moldanubikum und Bohemikum im Umfeld der Tiefbohrung Oberpfalz. – *Geologica Bavarica*, **101**, München.
- STETTNER, G. & RICHTER, P. (1993): Der rhyodazitische „Quarzporphyr“ im Erbendorfer Rotliegenden – Geochemie und geologische Position. – *Geologica Bavarica*, **98**: 153–173, München.
- STOSCH, H. G. & LUGMAIR, G. W. (1990): Geochemistry and evolution of MORB-type eclogites from the Münchberg Massif, southern Germany. – *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **99**: 230–249, Amsterdam.
- STRATTNER, M. & ROLF, C. (1995): Magnetostratigraphische Untersuchungen an pleistozänen Deckschicht-Profilen im bayerischen Alpenvorland. – *Geologica Bavarica*, **99**: 55–101, München.
- STREIT, R. (1977): Das Bruchschollenland der nördlichen Frankenalb und ihrer Umgebung und des Gebietes zwischen Haßbergen und der Rhön. – *Geol. Jb.*, **A37**: 3–32, Hannover.
- STREIT, R. & WEINELT, W. (1971): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6020 Aschaffenburg – 398 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- Suess, F. E. (1903): Bau und Bild der Böhmisches Masse. – In: DIENER, C., HOERNES, R., SUESS, F. E. & UHLIG, V. [Hrsg.]: Bau und Bild Österreichs. – 1–322 S., Wien (Ternsky-Freytag).
- Suess, F. E. (1912): Vorläufige Mitteilung über die Münchberger Deckscholle. – *Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., Abt. II a*, **121**(10): 253 S., Wien.
- SZULC, J. (1993): Early alpine tectonics and lithofacies succession in the Silesian part of the Muschelkalk Basin. A synopsis. – In: HAGDORN, H. & SEILACHER, A. [Hrsg.]: Muschelkalk. Schönntaler Symposium 1991. – Sonderbde. Ges. Naturkde. Württemberg, **2**: 19–28, Korb, Stuttgart (Goldschneck).
- TANNER, D. C. & BEHRMANN, J. H. (1994): The Variscan tectonics of the Moldanubian gneisses, Oberpfälzer Wald: A compressional history. – *KTB Report*, **94**(2): 5, Hannover.
- TANNER, D. C., SCHUSTER, J., BEHRMANN, J. & O'BRIEN, P. J. (1993): New clues to the Moldanubian puzzle: structural and petrological observations from the Waldmünchen area. Eastern Bavaria. – *KTB Report*, **93**(2): 97–102, Hannover.
- TEUFEL, S. (1988): Vergleichende U-Pb- und Rb-Sr-Altersbestimmungen an Gesteinen des Übergangsbereichs Saxothuringikum/Moldanubikum, NE-Bayern. – *Göttinger Arb. Geol. Paläont.*, **35**: 87 S., Göttingen.
- TEYSSEN, T. & VOSSMERBÄUMER, H. (1980): Schrägschichtungsanalyse am Beispiel des Buntsandsteins in Nordbayern. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1980**(10): 620–642, Stuttgart.
- THIELE, O. (1980): Das Tauernfenster. – In: GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT [Hrsg.]: Der geologische Aufbau Österreichs. – 300–314, Wien (Springer).
- THIELE-PFEIFFER, H. (1979): Die miozäne Mikroflora aus dem Braunkohlen-Tagebau Oder bei Wackersdorf/Opf. – *Diss. Univ. München*: 268 S., München.

- THÜRACH, H. (1888): Übersicht über die Gliederung des Keupers im nördlichen Franken im Ver-  
gleiche zu den benachbarten Gegenden. Erster Theil. – Geogn. Jh., **1**: 75–162, Cassel.
- TIETZE, K.-W. (1982): Zur Geometrie einiger Flüsse im Mittleren und Oberen Buntsandstein Süd-  
deutschlands. – Geol. Rdsch., **71**(3): 813–828, Stuttgart.
- TILLMANN, H. (1956): Zur Geologie des Oberpfälzer Tertiärs und seiner Lagerstätten. – Festschr. 50  
Jahre Bayerische Braunkohlen-Industrie AG Schwandorf. – 1–15, München.
- TILLMANN, H. (1964 a): Kreide. – In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg]: Erläuterun-  
gen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500 000. – 2. Aufl.: 141–161, München.
- TILLMANN, H. (1964 b): Jungtertiäre Sedimente am Rande des Grundgebirges Ostbayerns. – In:  
BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg]: Erläuterungen zur Geologischen Karte von  
Bayern 1 : 500 000. – 2. Aufl.: 195–213, München.
- TILLMANN, W. (1977): Zur Geschichte von Urmain und Urdonau zwischen Bamberg, Neuburg-  
Donau und Regensburg. – Sonderveröff. geol. Inst. Univ. Köln, **30**: 198 S., Köln.
- TILLMANN, W. (1980): Zur plio-pleistozänen Flußgeschichte von Donau und Main in Nordostbay-  
ern. – Jber. Mitt. oberrein. geol. Ver., N. F. **62**: 199–205, Stuttgart.
- TOLLMANN, A. (1969): Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen. 2. Teil: Der Mittelabschnitt. –  
Mitt. Geol. Ges. Wien, **61** (1968): 124–181, Wien.
- TOLLMANN, A. (1973–1976): Monographie der Nördlichen Kalkalpen. – Teil 1: 428 S., 1973; Teil 2:  
580 S., 1976; Teil 3: 462 S., 1976; Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1977–1986): Geologie von Österreich. – Bd. 1: 782 S., 1977; Bd. 2: 728 S., 1985; Bd. 3:  
728 S., 1986; Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1981): Oberjurassische Gleittektonik als Hauptformungsprozeß der Hallstätter  
Region und neue Daten zur Gesamttektonik der Nördlichen Kalkalpen in den Ostalpen. –  
Mitt. österr. geol. Ges., **74/75**: 167–195, Wien.
- TOLLMANN, A. (1982): Großräumiger variszischer Deckenbau im Moldanubikum und neue Gedan-  
ken zum Variszikum Europas. – Geotekt. Forsch., **64**: 1–91, Stuttgart.
- TOLLMANN, A. (1987 a): Late Jurassic/Neocomian gravitational tectonics in the Northern Calca-  
reous Alps in Austria. – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. [Hrsg.] (1987): Geodynamics of the  
Eastern Alps. – 112–125, Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1987 b): Neue Wege in der Ostalpengeologie und die Beziehungen zum Ostmedi-  
terran. – Mitt. österr. geol. Ges., **80**: 47–113, Wien.
- TOLLMANN (1987 c): The alpidic evolution of the Eastern Alps. – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P.  
[Hrsg.]: Geodynamics of the Eastern Alps. – 361–378, Wien (Deuticke).
- TROLL, G., LINHARDT, E. & SKERIES, R. (1987): Petrographic and geochemical studies on country  
rock of the Bodenmais (Bavaria) sulphide deposit. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1987**(12):  
726–752, Stuttgart.
- TROLL, G. & WINTER, H. (1983): The chemical composition of biotites from anatexites and their  
metabasitic inclusions, Bayerischer Wald, Eastern Bavaria. – N. Jb. Mineral. Abh., **146**: 117–132,  
Stuttgart.
- TRÜMPY, R. (1969): Die helvetischen Decken der Ostschweiz: Versuch einer palinostatischen Kor-  
relation und Ansätze zu einer kinematischen Analyse. – Eclogae geol. Helv., **62**: 105–142, Basel.
- TRÜMPY, R. (1980): Geology of Switzerland, a Guide-Book – Part A: An outline of the geology of  
Switzerland. – 104 S., Basel (Wepf & Co.).
- TRÜMPY, R. (1985): Die Plattentektonik und die Entstehung der Alpen-Vierteljahrsh. Natur-  
forsch. Ges. Zürich, **129**(5): 47 S., Zürich.
- TRÜMPY, R. (1988): A possible Jurassic–Cretaceous transform system in the Alps and the Carpa-  
thians. – Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., **218**: 93–109, Boulder.
- TRÜMPY, R. (1992): Ostalpen und Westalpen – Verbindendes und Trennendes. – Jb. Geol. B.-Anst.,  
**135**(4): 875–882, Wien.
- TRUSHEIM, F. (1936): Die geologische Geschichte Süddeutschlands während der Unterkreide und  
des Cenomans. – N. Jb. Mineral. Geol. Paläont. Beil. Bd., **B 75**: 1–109, Stuttgart.
- TRUSHEIM, F. (1964): Über den Untergrund Frankens. Ergebnisse von Tiefbohrungen in Franken  
und Nachbargebieten 1953–1960. – Geologica Bavarica, **54**: 92 S., München.
- URLICHS, M. (1966): Zur Fossilführung und Genese des Feuerletzens, der Rät-Lias-Grenzschich-  
ten und des unteren Lias bei Nürnberg. – Erlanger geol. Abh., **64**: 42 S., Erlangen.
- UNGER, H. J. (1983): Die Makro-Flora der Mergelgrube Aubenham nebst Bemerkungen zur Li-  
thologie, Ökologie und Stratigraphie. – Geol. Jb., **A 67**: 37–129, Hannover.
- UNGER, H. J. (1984): Geologische Karte von Bayern 1 : 50 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. L 7544  
Griesbach im Rottal. – 245 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt).



- UNGER, H. J. (1987 a): Die Bohrungen Köfering und Schierling 1 südlich Regensburg und ihr geologisch-tektonischer Rahmen. – *Geol. Jb.*, **A 105**: 57–74, Hannover.
- UNGER, H. J. (1987 b): Bemerkungen zum tektonischen Werdegang Südostbayerns. – *Geol. Jb.*, **A 105**: 3–23, Hannover.
- UNGER, H. J. (1989): Die Lithozonen der Oberen Süßwassermolasse Südostbayerns und ihre vermutlichen zeitlichen Äquivalente gegen Westen und Osten. – *Geologica Bavarica*, **94**: 195–237, München.
- UNGER, H. J. (1991): Geologische Karte von Bayern 1 : 50 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. L 7538 Landshut. – 216 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- UNGER, H. J. (im Druck): Der Ortenburger Schotter am Nordrand der ostbayerischen Molasse. – *Doc. naturae*, München.
- UNGER, H. J., FIEST, W. & NIEMEYER, A. (1990): Die Bentonite der ostbayerischen Molasse und ihre Beziehungen zu den Vulkaniten des Pannonischen Beckens. – *Geol. Jb.*, **D 96**: 67–112, Hannover.
- UNGER, H. J. & RISCH, H. (1991): Die Thermalwasserbohrung Straubing Th 1 und ihr geologischer Rahmen. – *Geol. Jb.*, **A 130**: 3–51, Hannover.
- UNGER, H. J. & SCHWARZMEIER, J. (1982): Die Tektonik im tieferen Untergrund Ostniederbayerns. – *Jb. oberösterreich. Mus. Ver.*, **127**(I): 197–220, Linz.
- UNGER, H. J. & SCHWARZMEIER, J. (1987): Bemerkungen zum tektonischen Werdegang Südostbayerns. – *Geol. Jb.*, **A 105**: 3–23, Hannover.
- VAN HUSEN, D. [Hrsg.] (1987): Das Gebiet des Traungletschers, Oberösterreich. Eine Typusregion des Würm-Glazials. – *Mitt. Komm. Quartärforsch. österr. Akad. Wiss.*, **7**: 78 S., Wien.
- VAN HUSEN, D. (1987): Die Ostalpen in den Eiszeiten. – 24 S., Wien (Geol. B.-Anst.).
- VEIT, E. (1963): Der Bau der südlichen Molasse Oberbayerns auf Grund der Deutung seismischer Profile. – *Bull. Ver. schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing.*, **30**(78): 15–52, Riehen/Basel.
- VEIT, E. (1973): Die Ergebnisse der reflexionsseismischen Schußbohrungen im Rosenheimer Seetonbecken (Karte der Mächtigkeit des jungpleistozänen Seetons). – In: WOLF, H.: *Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8238 Neubuern*. – 282–285, München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- VEJNAR, Z. (1986): The Kdyné massiv, South-West Bohemia – a tectonically modified basic layered intrusion. – *Sbor. Geol. Ved. Geol.*, **41**: 9–67, Prag.
- VELD, H. & KERP, H. (1992): Aspects of Permian palaeobotany and palynology, XIII. On the Stephanian age of a Rotliegend deposit near Weiden, Oberpfalz, Germany. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1992**(6): 369–384, Stuttgart.
- VERCOUTERE, C. (1994): The thermotectonic history of the Brabant Massif and the Naab-Base-ment: an apatite fission track analysis. – *Diss. Univ. Genf*: 191 S., Genf.
- VIDAL, H., BRUNNACKER, K., BRUNNACKER, M., KÖRNER, H., HARTEL, F., SCHUCH, M. & VOGEL, J. C. (1966): Der Alm im Erdinger Moos. – *Geologica Bavarica*, **56**: 177–200, München.
- VIETOR, T., DÜRRAST, H. & WEBER, K. (1994): Die Allgäu-Wendung – Eine strukturgeologische Interpretation. – *Göttinger Arb. Geol. Paläont.*, **Sb. 1**: 157–159, Göttingen.
- VILLINGER, E. (1989): Zur Fluß- und Landschaftsgeschichte im Gebiet von Aare-Donau und Alpenrhein. – *Jh. Ges. Naturkde. Württemberg*, **144**: 5–27, Stuttgart.
- VIOHL, G. (1969): Die Keuper-Lias-Grenze in Südfranken. – *Erlanger geol. Abh.*, **76**: 81 S., Erlangen.
- VOLL, G. (1960): Stoff, Bau und Alter der Grenzzone Moldanubikum/Saxothuringikum in Bayern unter besonderer Berücksichtigung gabbroider, amphibolitischer und kalksilikatführender Gesteine. – *Geol. Jb. Beih.*, **42**: 1–382, Hannover.
- VOLZ, E. & WAGNER, R. (1960): Die älteste Molasse in einigen Bohrungen Schwabens. – *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing.*, **27**: 23–37, Basel.
- VOSSMERBÄUMER, H. (1971): Zur bathymetrischen Entwicklung des Muschelkalkmeeres in Mainfranken. – *Abh. Naturwiss. Ver. Würzburg*, **11**: 57–75, Würzburg.
- VOSSMERBÄUMER, H. (1972/74): Versuch einer kommentierten Bibliographie zum Germanischen Muschelkalk, Trias. – *Zbl. Geol. Paläont. I*, **1972**(9–10): 629–692; *II*, **1974**(5–6): 365–386; *III*, **1974**(9–10): 629–742, Stuttgart.
- VOSSMERBÄUMER, H. (1985): Strukturgeologische Untersuchungen in Mainfranken: Bestandsaufnahme und Versuch einer Interpretation. – *Z. dt. geol. Ges.*, **136**: 69–92, Hannover.
- WAGNER, L., KUCKELKORN, K. & HILTMANN, W. (1986): Neue Ergebnisse zur alpinen Gebirgsbildung Oberösterreichs aus der Bohrung Oberhofen 1 – Stratigraphie, Fazies, Maturität und Tektonik. – *Erdöl, Erdgas, Kohle*, **102**: 12–19, Hamburg.

- WAGREICH, M. (1993): Subcrustal tectonic erosion in orogenic belts. – A model for the Late Cretaceous subsidence of the Northern Calcareous Alps. – *Geology*, **21**: 941–944, Boulder.
- WALTER, H. & KRENTZ, O. (1994): Zum Vorkommen organischer Reste in Metamorphiten der Kontinentalen Tiefbohrung Oberpfalz (Vorbohrung). – *KTB Report*, **94**(3): 75–82, Hannover.
- WALTER, R. (1992): *Geologie von Mitteleuropa*. – 5. Aufl.: 561 S., Stuttgart (Schweizerbart).
- WAPPENSCHEMITT, J. (1936): Zur Geologie der Oberpfälzer Braunkohle. – *Abh. Geol. Landesunters. Bayer. Oberbergamt*, **25**: 68 S., München.
- WEBER, F., SCHMID, Ch. & FIGALA, G. (1990): Vorläufige Ergebnisse reflexionsseismischer Messungen im Quartär des Inntals/Tirol. – *Z. Gletscherkde. Glazialgeol.*, **26**: 121–144, Innsbruck.
- WEBER, K. (1978): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7137 Abensberg. – 386 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- WEBER, K. (1992): Die tektonische Position der KTB-Lokation. – *KTB Report*, **92**(4): 103–132, Hannover.
- WEBER, K. (1995 a): Das prä-mesozoische Basement der Süddeutschen Großscholle. Versuch einer geologischen Interpretation unter besonderer Berücksichtigung der Kraichgau-Anomalie. – *Exkursionsf. Veröff. GW*, **195**: 214 S., Berlin.
- WEBER, K. (1995 b): The Spessart Crystalline Complex (Structure). – In: DALLMEYER, R. D., FRANKE, W. & WEBER, K. [Hrsg.]: *Pre-Permian geology of Central and Eastern Europe*. – 167–173, Berlin (Springer).
- WEBER, K. & VOLLBRECHT, A. (1986): Ergebnisse der Vorerkundungsarbeiten Lokation Oberpfalz. – 2. KTB-Kolloquium 1986 in Seeheim/Odenwald, 19.–21. Sept. 1986: 168 S., Göttingen.
- WEGER, M. (1993): Deformation und Metamorphose der GAM. – In: KÖHLER, H., MASCH, L., MIETHIG, T., PFEIFFER, G. & WEGER, M. (1993): Gabbroamphibolit-Masse von Neukirchen-Kydne und ihr Rahmen. – *Europ. J. Mineral. Beih.*, **5**: 61–70, Stuttgart.
- WEGER, M. & MASCH, L. (1995): Duktile Bewegungen in der Gabbro-Amphibolit-Masse von Neukirchen-Kydne und SW-ZEV: Resultat devonischer Terrane Kollision. – *Geologische Untersuchungen im Umfeld der Kontinentalen Tiefbohrung, Workshop des Bayerischen Geologischen Landesamtes und des DFG-Schwerpunktprogrammes KTB 16*. und 17. Nov. 1995. – *Tageungsbd.*: 18, München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- WEGMANN, R. (1961): Zur Geologie der Flyschgebiete südlich Elm. – *Mitt. Geol. Inst. Eidg. Techn. Hochsch. u. Univ. Zürich, C*, **76**: 256 S., Zürich.
- WEIDICH, K. F. (1984 a): Feinstratigraphie, Taxionomie planktonischer Foraminiferen und Paläökologie der Foraminiferengesamtfaua der kalkalpinen Oberkreide (Untercenoman-Untercamp) der Bayerischen Alpen. – *Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., N. F.* **162**: 1–151, München.
- WEIDICH, K. F. (1984 b): Über die Beziehungen des „Cenomans“ zur Gosau in den Nördlichen Kalkalpen und ihre Auswirkungen auf die paläogeographischen und tektonischen Vorstellungen. – *Geol. Rdsch.*, **73**(2): 517–566, Stuttgart.
- WEIDICH, K. F. (1987 a): Neue Ergebnisse aus der Süddeutschen Kreide, 2: Die Weilloher-Mergel (Coniac) im Golf von Regensburg. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1987**(7): 440–448, Stuttgart.
- WEIDICH, K. F. (1987 b): Das Ultrahelvetikum von Liebenstein (Allgäu) und seine Foraminiferenfauna. – *Zitteliana*, **15**: 193–217, München.
- WEIDICH, K. F. (1990): Die kalkalpine Unterkreide und ihre Foraminiferenfauna. – *Zitteliana*, **17**: 1–312, München.
- WEIDICH, K. F. & SCHWERD, K. (1987): Über den Feuerstätter Flysch im Allgäu. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **174**(2): 193–212, Stuttgart.
- WEINELT, W. (1993): Perm. – In: SCHWARZMEIER, J. & WEINELT, W.: *Naturpark Spessart*. – *Geol. Kt. Bayern 1*: 100 000, mit Kurzerläuterung auf der Rückseite: 33 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- WEINELT, W., OKRUSCH, M. & RICHTER, P. (1985): Das kristalline Grundgebirge im nördlichen Hochspessart aufgrund der Ergebnisse neuer Tiefbohrungen. – *Geologica Bavarica*, **87**: 39–60, München.
- WEINIG, H. (1984 a): Quaderkalkfazies des Oberen Muschelkalkes (Werksteinbänke). – In: WEINIG, H., DOBNER, A., LAGALLY, U., STEPHAN, W., STREIT, R. & WEINELT, W.: *Oberflächennahe Mineralische Rohstoffe von Bayern*. – *Geologica Bavarica*, **86**: 171–179, München.
- WEINIG, H. (1984 b): Sandsteine des Keupers. – In: WEINIG, H., DOBNER, A., LAGALLY, U., STEPHAN, W., STREIT, R. & WEINELT, W.: *Oberflächennahe Mineralische Rohstoffe von Bayern*. – *Geologica Bavarica*, **86**: 249–266, München.

- WEINIG, H. (1987): Gips und Anhydrit. – In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.]: Der Bergbau in Bayern. – *Geologica Bavarica*, **91**: 179–191, München.
- WEINIG, H., DOBNER, A., LAGALLY, U., STEPHAN, W., STREIT, R., & WEINELT, W. (1984): Oberflächen-nahe mineralische Rohstoffe von Bayern. Lagerstätten und Hauptverbreitungsgebiete der Steine und Erden. Mit einer Karte 1 : 500 000. – *Geologica Bavarica*, **86**: 563 S., München.
- WEISS, W. (1980): Feinstratigraphie des Cenoman und Turon mit planktonischen Foraminiferen, ein Korrelationsversuch Boreal-Nordtethys. – Diss. Univ. Tübingen: 174 S., Tübingen.
- WEISS, W. (1982): Planktonische Foraminiferen aus dem Cenoman und Turon von Nordwest-Süd-deutschland. – *Paläontographica*, **A 178**: 49–108, Stuttgart.
- WEISSERT, H. J. & BERNOULLI, D. (1985): A transform margin in the Mesozoic Tethys: evidence from the Swiss Alps. – *Geol. Rdsch.*, **74**: 665–679, Stuttgart.
- WENDT, I., HÖHNDORF, A., KREUZER, H., MÜLLER, P. & STETTNER, G. (1988): Gesamtgesteins- und Mineraldatierungen der Steinwaldgranite (NE-Bayern). – *Geol. Jb.*, **E 42**: 167–194, Hannover.
- WENDT, I., KREUZER, H., MÜLLER, P. & SCHMID, H. (1986): Gesamtgesteins- und Mineraldatierungen des Falkenberger Granits. – *Geol. Jb.*, **E 34**: 5–66, Hannover.
- WENGER, W. F. (1985): Die Foraminiferen des Miozäns der bayerischen Molasse und ihre stratigraphische sowie paläogeographische Auswertung. – *Zitteliana*, **16**: 173–340, München.
- WENGER, W. F. (1987): Die Basis der Oberen Meeresmolasse im westlichen Oberbayern, am Überlinger See, in Vorarlberg und St. Gallen. – *Mitt. Bayer. Staatslg. Paläont. hist. Geol.*, **27**: 159–174, München.
- WIEDERHOLD, H. (1992): Interpretation of envelope-stacked 3D seismic data and its migration – another approach. – *KTB Report*, **92(5)**: 67–114, Hannover.
- WILDI, W. (1994): Flysch, Tiefseegräben und Akkretionskeile. – *Geowiss.*, **12**: 141–143, Berlin.
- WILL, M. (1976): Ergebnisse refraktionsseismischer Messungen im Nordteil der Geotraverse IA. – *Geol. Rdsch.*, **65**: 733–747, Stuttgart.
- WILLEKE, T. & MASCH, L. (1995): Ultrabasite vom SE-Rand der Gabbro-Amphibolit Masse (GAM) – Metamorphose und Deformation. – *Geologische Untersuchungen im Umfeld der Kontinentalen Tiefbohrung, Workshop des Bayerischen Geologischen Landesamtes und des DFG-Schwerpunktprogrammes KTB 16. und 17. Nov. 1995.* – Tagungsbd.: 22, München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- WILMERS, W. (1971): Geologie der Mulde von Thiersee zwischen Landl und Kufstein in Tirol (Nördliche Kalkalpen). – Diss. TU Berlin: 75 S., Berlin.
- WINKLER, W. (1988): Mid- to Early Late Cretaceous Flysch and Melange Formations in the western part of the Eastern Alps. Paleotectonic implications. – *Jb. Geol. B.-Anst.*, **131**: 341–389, Wien.
- WINKLER, W. (1996): The tectonometamorphic evolution of the Cretaceous northern Adriatic margin as recorded by sedimentary series (western part of the Eastern Alps). – *Eclogae geol. Helv.*, **89**: 527–551, Basel.
- WINKLER, W. & BERNOULLI, D. (1986): Detrital high-pressure/low-temperature minerals in a late Turonian flysch sequence of the Eastern Alps (western Austria): Implications for early Alpine tectonics. – *Geology*, **14**: 598–601, Boulder.
- WINKLER, W., WILDI, W., STUIJVENBERG, J. VON & CARON, C. (1985): Wägitäl-Flysch et autres flyschs penniques en Suisse Centrale – Stratigraphie, sédimentologie et comparaisons. – *Eclogae geol. Helv.*, **78**: 1–22, Basel.
- WIRTH, E. (1970): Die Schichtenfolge der Erdölaufschlußbohrungen Eichstätt 1 und Daiting 1, Fränkische Alp. – *Geologica Bavarica*, **63**: 39–85, München.
- WOLFF, H. (1973): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8238 Neubuern. – 352 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- WOLF, M. (1963): Sporenstratigraphische Untersuchungen im „Randcenoman“ Oberbayerns. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1963 (7)**: 337–354, Stuttgart.
- WORTMANN, U. G. (1996): Zur Ursache der hemipelagischen schwarz/grün Zyklen im Apt/Alb der bayerischen Flyschzone. – Diss. Techn. Univ. München: 212 S., München.
- WROBEL, J.-P. (1992): Die Thermalwasserschließungsbohrung Rodach 2/1988. – *Geol. Jb.*, **C 60**: 3–35, Hannover.
- WURM, A. (1923): Über die geologische Stellung der Münchberger Gneismasse. – *Jber. Mitt. ober-rhein. geol. Ver.*, **N. F. 12**: 1–31, Stuttgart.
- WURM, A. (1925): Geologie von Bayern, 1. Nordbayern, Fichtelgebirge und Frankenwald. – 374 S., Berlin (Bornträger).

- WURM, A. (1961): Geologie von Bayern, I. Frankenwald, Münchberger Gneismasse, Fichtelgebirge, Nördlicher Oberpfälzer Wald. – 2. Aufl.: 555 S., Berlin (Borntraeger).
- WURSTER, P. (1964): Geologie des Schilfsandsteins. – Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, **33**: 140 S., Hamburg.
- WYSSLING, G. (1985): Palinspastische Abwicklung der helvetischen Decken von Vorarlberg und Allgäu. – Jb. Geol. B.-Anst., **127**: 701–706, Wien.
- WYSSLING, G. (1986): Der frühkretazische helvetische Schelf in Vorarlberg und im Allgäu – Stratigraphie, Sedimentologie und Tektonik. – Jb. Geol. B.-Anst., **129**: 161–265, Wien.
- ZACHER, W. (1959): Geologie der Umgebung des Tannheimer Tales (Außerfern, Tirol). Mit besonderer Berücksichtigung der Kreideablagerungen und ihrer exotischen Gerölle. – Diss. Techn. Univ. München, o. S., München.
- ZACHER, W. (1973): Das Helvetikum zwischen Rhein und Iller (Allgäu-Vorarlberg). – Geotekt. Forsch., **44**: 74 S., Stuttgart.
- ZACHER, W. (1985): Geologische Karte von Bayern 1 : 100 000, Blatt Nr. 670 Oberstdorf. – 2. Aufl., München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- ZACHER, W. (1990): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50 000, Blatt Nr. 113 Mittelberg. – Wien (Geol. B.-Anst.).
- ZAGWIJN, W. H. (1992): The beginning of the Ice Age in Europe and its major subdivisions. – Quatern. Sci. Rev., **11**: 583–591, London (Pergamon Press).
- ZANKL, H. (1969): Der Hohe Göll. Aufbau und Lebensbild eines Dachsteinkalk-Riffes in der Obertrias der nördlichen Kalkalpen. – Abh. Senckenberg. naturforsch. Ges., **519**: 123 S., Frankfurt a. M.
- ZEIL, W. (1956): Zur Kenntnis der höheren Unterkreide in den Bayerischen Kalkalpen. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **103**: 375–412, Stuttgart.
- ZEISS, A. (1965): Über Ammoniten aus dem Sinemurien Südwest-Frankens. – Geol. Bl. NO-Bayern, **15**: 22–50, Erlangen.
- ZEISS, A. (1968): Untersuchungen zur Paläontologie der Cephalopoden des Unter-Tithon der Südlichen Frankenalb. – Bayer. Akad. Wiss., Math.-naturwiss. Kl. Abh., N. F. **132**: 190 S., München.
- ZIEGLER, B. (1977): The „White“ (Upper) Jurassic in Southern Germany. – Stuttgarter Beitr. Naturkde., **B26**: 79 S., Stuttgart.
- ZIEGLER, J. H. (1975): Alttertiäre Eisenerze am bayerischen Alpenrand. – Geol. Jb., **D 10**: 239–253, Hannover.
- ZIEGLER, P. A. (1982): Triassic rifts and facies patterns in Western and Central Europe. – Geol. Rdsch., **71**(3): 747–772, Stuttgart.
- ZIEGLER, P. A. (1987): Late Cretaceous and Cenozoic intra-plate compressional deformation in the Alpine foreland – a geodynamic model. – Tectonophysics, **137**: 1–420, Amsterdam.
- ZIEGLER, P. A. (1990): Geological atlas of Western and Central Europe. – 2. Aufl.: 130 S., Amsterdam (Elsevier).
- ZITZMANN, A. (1966): Stratigraphisch-fazielle Untersuchungen im Grenzbereich zwischen Thüringischer und Bayerischer Fazies des Frankenwaldes. – Geol. Jb., **84**: 261–289, Hannover.
- ZÖBELEIN, H. K. (1985 a): Helicidenschichten und Albstein in der miozänen Vorlandmolasse Südwestdeutschlands. – Jh. geol. L.-Amt Baden-Württ., **27**: 41–92, Freiburg i. Br.
- ZÖBELEIN, H. K. (1985 b): Stratigraphie der nördlichen und teils mittleren Vorlandmolasse zwischen Hegau und Isar anhand von 11 Profilen. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **25**: 209–273, München.
- ZÖBELEIN, H. K. (1991): Urmain, Urnaab, Urdonau und ihre Gebiete bezogen auf das weitere Ries-Gebiet. (Bestandsaufnahme und Diskussion neuerer Literatur). – Münchner Geowiss. Abh., **A 19**: 129–194, München.
- ZÖBELEIN, H. K. (1994): Die Kirchberger Typusschichten an der Iller (Untermiozän, Vorlandmolasse Württembergs) und ihre stratigraphisch-paläogeographischen Beziehungen. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **34**: 47–108, München.
- ZÖBELEIN, H. K. (1995): Die jungtertiäre Graupensandrinne in der Vorlandmolasse Südwestdeutschlands. – Doc. naturae, **91**: 108 S., München.
- ZULAUF, G. (1990): Spät- und postvariszische Deformationen und Spannungsfelder in der nördlichen Oberpfalz unter besonderer Berücksichtigung der KTB-Vorbohrung. – Frankfurter Geowiss. Arb., **A 8**: 285 S., Frankfurt.
- ZULAUF, G. (1994): Ductile normal faulting along the West Bohemian Shear Zone (Moldanubian Tepla-Barrandian boundary): evidence for late Variscan extensional collapse in the Variscan Internides. – Geol. Rundsch., **83**: 276–292, Berlin.

- ZULAUF, G., AHRENDT, H., DÖRR, W., FIALA, J., VEJNAR, Z. & WEMMER, K. (1995): Der Westrand des Tepla-Barrandiums: Cadomisches basement variszisch überprägt. - Geologische Untersuchungen im Umfeld der Kontinentalen Tiefbohrung, Workshop des Bayerischen Geologischen Landesamtes und des DFG-Schwerpunktprogrammes KTB 16. und 17. Nov. 1995. - Tagungsbd.: 33-36, München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- ZULAUF, G., KLEINSCHMIDT, G. & ONCKEN, O. (1993): Brittle and brittle-ductile deformation in the KTB Hauptbohrung. - KTB Report, **93**(2): 111-114, Hannover.
- ZUMBÜHL, H. J. & HOLZHAUSER, H. (1988): Alpengletscher in der Kleinen Eiszeit. - 322 S., Bern (Schweiz. Alpen-Club).
- ZURAWLEWA, S. A. & MAMJEW, N. F. (1966): O nachodkach onkolitov ev drewnich-tolschach wostočnojo sklona jučnogo urala. - Isvtiga Akad. Nauk. SSSR, geologiciskoja seria, **3**: 114-117, Moskau.

## Register

wichtiger stratigraphischer Begriffe und Gesteinseinheiten mit Seitenangaben

|                                                 |     |                             |     |
|-------------------------------------------------|-----|-----------------------------|-----|
| Ablagerungen im Auenbereich                     | 248 | Bayerische Fazies           | 21  |
| Adneter Kalk                                    | 227 | Bayerischer Pfahl           | 44  |
| Älteste Ablagerungen im<br>Molassebecken (Ost)  | 168 | Bentonite                   | 167 |
| Älteste Ablagerungen im<br>Molassebecken (West) | 150 | Bentonite der Ostmolasse    | 182 |
| Albenreuther Schotter                           | 118 | Bergleshof-Schichten        | 28  |
| Albstein                                        | 163 | Bernburg-Folge              | 68  |
| Allgäuschichten                                 | 225 | Betliskalk                  | 197 |
| Alpenrandnahe Obere<br>Meeresmolasse            | 162 | Betzensteiner Kreidekalk    | 117 |
| Alpiner Buntsandstein                           | 220 | Blättermergel               | 176 |
| Alpiner Muschelkalk                             | 222 | Blasensandstein i. w. S.    | 86  |
| Altisheimer Schichten                           | 154 | Bleicherhornserie           | 217 |
| Altmannschichten                                | 198 | Bohemikum                   | 32  |
| Altmoräne                                       | 238 | Bolgenkonglomerat           | 208 |
| Alzenau-Formation                               | 22  | Branderfleckschichten       | 229 |
| Amaltheenton                                    | 91  | Braunkohlentertiär i. w. S. | 179 |
| Amberger Erzkonglomerat                         | 117 | Braunroter Salztou          | 63  |
| Amdener Schichten                               | 200 | Brisisandstein              | 200 |
| Ammergauer Schichten                            | 227 | Brockhorizont               | 167 |
| Ampfinger Sandstein                             | 170 | Bröckelschiefer-Folge       | 64  |
| Angerbergsschichten                             | 149 | Brombacher Meeressand       | 177 |
| Anhydritknotenschiefer                          | 63  | Bündner Schiefer            | 234 |
| Ansbach-Folge                                   | 86  | Bürgenschichten             | 204 |
| Anthering-Formation                             | 218 | Bunte Gruppe                | 42  |
| Aptychenschichten                               | 208 | Bunte Mergelserie           | 166 |
| „Aquitän“-Fischschiefer                         | 159 | Buntmergelserie             | 206 |
| „Aquitän“-Sand-Mergel-Folge                     | 159 | Buntsandstein               | 65  |
| „Aquitän“-Tonmergel                             | 158 | Burgberggrünsandstein       | 201 |
| Arietensandstein                                | 91  | Burgsandstein               | 87  |
| Arlbergsschichten                               | 223 | Calvörde-Folge              | 68  |
| Arosa-Zone                                      | 218 | Cardenton                   | 118 |
| Arzberger Serie                                 | 29  | Cardinienbank               | 90  |
| Aubrigsschichten                                | 200 | Carditaschichten            | 223 |
| Auerbacher Keller-Sandstein                     | 118 | „Chatt“-Sand                | 158 |
| Aufergerichtete Molasse                         | 150 | Choltalschichten            | 200 |
| Baculitenmergel                                 | 120 | Chondrites-Horizont         | 120 |
| Bändermergel                                    | 153 | „Cenoman“-Serie             | 229 |
| Baltringer Schichten                            | 162 | Coburg-Folge                | 84  |
| Basiskonglomerat                                | 59  | Dachschiefer                | 24  |
| Basisschichten                                  | 162 | Dachsteinkalk               | 224 |
| Bausteinschichten i. w. S.                      | 153 | Dactylocerasbank            | 91  |
| Bausteinschichten i. e. S.                      | 154 | Daserschichten              | 159 |
|                                                 |     | Detfurth-Folge              | 70  |
|                                                 |     | Deutenhausener Schichten    | 152 |

|                                  |     |                                  |     |
|----------------------------------|-----|----------------------------------|-----|
| Diphyoideskalk                   | 198 | Grauwacken-Tonschiefer-Serie     | 28  |
| Disciteston-Horizont             | 99  | Grauwacken-Zone                  | 231 |
| Döbrasandstein                   | 28  | Grenzdolomit                     | 82  |
| Dogger                           | 98  | Griffelschiefer                  | 24  |
| Dreiangelschichten               | 202 | Grimmelfinger Schichten          | 164 |
| Dreisessel-Granit                | 48  | Großberger Sandstein             | 118 |
| Drusbergschichten                | 198 | Grundgebirge                     | 18  |
|                                  |     | Gümbelscher Sandstein            | 90  |
| Ehinger Schichten                | 155 |                                  |     |
| Eibrunner Mergel                 | 117 | Hachauer Schichten               | 202 |
| Eisbuckel-Kieselkalke            | 121 | Hällritzer Serie                 | 216 |
| Eisbuckelschichten               | 121 | Häringer Schichten               | 149 |
| Eisensandstein                   | 99  | Hallstätter Kalk                 | 224 |
| Elterhof-Formation               | 21  | Halobienkalke                    | 224 |
| Ennstaler Phyllit                | 232 | Hangende Nördliche Vollschorter  | 167 |
| Erbendorfer Grünschieferzone     | 39  | Hangende Tonmergel               | 158 |
| Estheriensschichten              | 85  | Hangend-Serie der MM             | 34  |
|                                  |     | Hangendserie                     |     |
| Falkenberger Granit              | 48  | (Obere Süßwassermolasse)         | 167 |
| Faltenmolasse                    | 150 | Hardeggen-Folge                  | 70  |
| Feinsandserie                    | 163 | Hartmannshofer Sandstein         | 118 |
| Feuerletten                      | 89  | Haselgebirge                     | 220 |
| Feuerstätter Flysch              | 207 | Hauchenbergschichten             | 160 |
| Feuerstätter Sandstein           | 208 | Hauptcyrenenschichten            | 157 |
| Finsterauer Granit               | 48  | Hauptdolomit                     | 224 |
| Firneis                          | 251 | Hauptquarzit                     | 26  |
| Fischschiefer                    | 152 | Hauzenberger Granit              | 48  |
| Flossenbürger Granit             | 48  | Heldburgfazies                   | 87  |
| Flugsand                         | 244 | Heller Mergelkalk                | 153 |
| Fluviatile Süßwasserschichten    | 166 | Helvetikum                       | 195 |
| Fluviatile Untere Serie          | 167 | Herrnwahl Tanner Schichten       | 175 |
| Flysch                           | 206 | Hierlatzkalk                     | 227 |
| Frankenwälder Paläozoikum        | 23  | Hochkugelschichten               | 205 |
| Frauenbach-Gruppe                | 30  | Hochstegenkalk                   | 234 |
| Fraxerner Grünsandstein          | 203 | Hornsteinknollenkalk             | 228 |
| Freschenschichten                | 205 |                                  |     |
| Friedersreuther Pflanzentone     | 118 | Ichthyolschiefer                 | 224 |
|                                  |     | Inneralpine Molasse              | 149 |
| Gabbroamphibolitmasse            | 40  | Innsbrucker Quarzphyllit         | 233 |
| Galgenberg-Schichten             | 26  | „Isener Gassand“                 | 171 |
| Gamser Schichten                 | 200 |                                  |     |
| Garschella-Formation             | 199 | Jedinger Sandstein               | 118 |
| Geiselbach-Formation             | 22  | Jüngste tertiäre Ablagerungen im |     |
| Gemsmättlischicht                | 198 | Molassebecken                    | 185 |
| Gerhartsreiter Schichten         | 202 | Jungmoräne                       | 241 |
| Geröllsandserie                  | 167 | Junghansenschichten              | 208 |
| Gipskeuper                       | 84  | Jura                             | 90  |
| Glanegger Schichten              | 230 | Jurensismergel                   | 91  |
| Glassand                         | 158 |                                  |     |
| Glaukonitsande                   | 177 | Karneol-Dolomit-Krusten          | 64  |
| Glaukonitsande und Blättermergel | 162 | Kehleggschichten                 | 206 |
| Globigerinenflysch               | 208 | Keilberg-Sandstein               | 91  |
| Globigerinenkalke                | 170 | Keuper                           | 79  |
| Globigerinenmergel               | 204 | Kieselkalk                       | 198 |
| Götzschschichten                 | 200 | Kirchberger Schichten            | 164 |
| Gosau i. w. S.                   | 230 | Klauser Schichten                | 200 |
| Grabfeld-Folge                   | 85  | Knollensandstein                 | 120 |
| Gräfenthaler Gruppe              | 30  | Kössener Schichten               | 225 |
| Graptolithenschiefer             | 26  | Kohlenkalk                       | 28  |
| Granitische Molasse              | 155 | Kojenschichten                   | 159 |

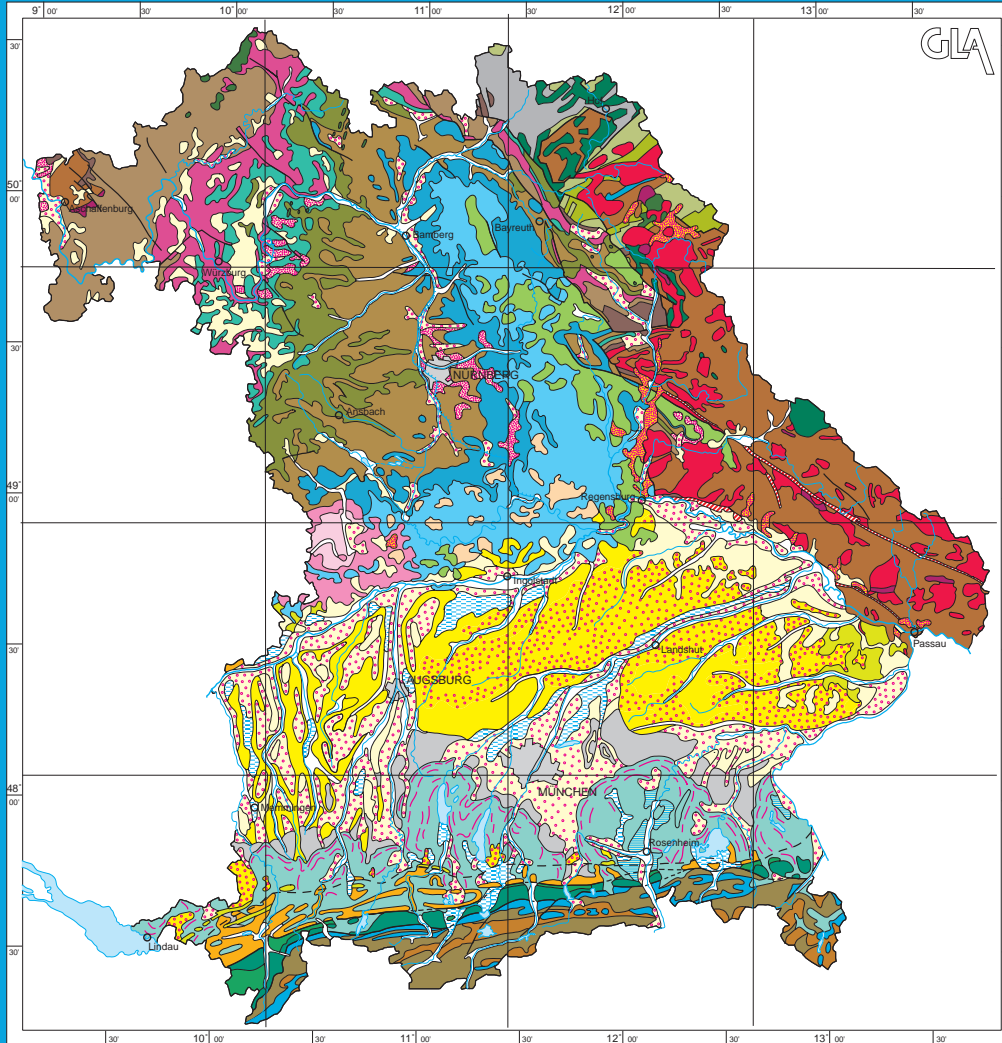
|                                            |     |                                  |     |
|--------------------------------------------|-----|----------------------------------|-----|
| Kreide                                     | 112 | Nierentaler Schichten            | 231 |
| Kreide im Untergrund des<br>Molassebeckens | 125 | Nördliche Vollsotter             | 167 |
| Kupferschiefer                             | 62  | Nördliche Vollsotter-Abfolge     | 180 |
| Lärchkogelkalk                             | 228 | Nonnenwaldsand                   | 158 |
| Lechtaler Kreideschiefer                   | 230 | Nürnberger Fazies                | 87  |
| Lederschiefer                              | 26  | Numismalisschichten              | 91  |
| Lehestener Schichten                       | 26  | Nummulitenschichten              | 203 |
| Lehrbergschichten                          | 86  | Oberalmer Schichten              | 227 |
| Leimernschichten                           | 206 | Oberaudorfer Schichten           | 149 |
| Leimitzschiefer                            | 28  | Obere Brackwassermolasse (Ost)   | 175 |
| Leine-Serie                                | 62  | Obere Bunte Mergel               | 214 |
| Lercheck-Kalk                              | 222 | Obere Bunte Molasse              | 160 |
| Leuchtenberger Granit                      | 48  | Obere Gosau                      | 231 |
| Lias                                       | 90  | Obere Hangendserie               | 184 |
| Liebensteiner Kalk                         | 206 | Obere Meeresmolasse              | 160 |
| Liegend-Serie der MM                       | 34  | Obere Meeresmolasse (Ost)        | 175 |
| Limnische Süßwasserschichten               | 179 | Obere Röttonsteine               | 72  |
| Lippertsgrüner Schichten                   | 28  | Obere Serie                      |     |
| Lithothamnienkalk                          | 151 | (Obere Süßwassermolasse)         | 167 |
| Lithozone L1                               | 179 | Obere Süßwassermolasse (Ost)     | 179 |
| Lithozone L2                               | 180 | Obere Süßwassermolasse (West)    | 164 |
| Lithozone L3                               | 181 | Obere Tonstein-Gelbkalkschichten | 82  |
| Lithozone L4                               | 184 | Oberer Buntsandstein             | 71  |
| Lithozone L5                               | 184 | Oberer Keuper (Rhät)             | 89  |
| Löß                                        | 242 | Oberer Muschelkalk               | 78  |
| Lößlehm                                    | 242 | Oberkreide                       | 117 |
| Losensteiner Schichten                     | 229 | Oberrätkalk                      | 225 |
| Lyditfazies                                | 28  | Oberrotliegend                   | 59  |
| Macrocephalenschichten                     | 99  | Oberstdorfer Grünsandstein       | 203 |
| Malm                                       | 103 | Oberste Cyrenenschichten         | 159 |
| Malmkalk                                   | 228 | Oberster Bunter Mergel           | 217 |
| Metapegmatit-Metagranit-Einheiten          | 38  | Ockerkalk                        | 26  |
| Michelfelder Schichten                     | 117 | Örflaschichten                   | 197 |
| Mischserie                                 | 184 | Östliche Vorlandmolasse          | 168 |
| Mitterteicher Granit                       | 48  | Ötztalkristallin                 | 232 |
| Mittlere Gosau                             | 230 | Ofterschwanger Schichten         | 213 |
| Mittlerer Buntsandstein                    | 70  | Oichinger Schichten              | 203 |
| Mittlerer Keuper                           | 84  | Oncophoraschichten               | 177 |
| Mittlerer Muschelkalk                      | 75  | Oolithkalk                       | 228 |
| Mömbris-Formation                          | 22  | Opalinuston                      | 98  |
| Mörnsheimer Bryozoen-Sandstein             | 117 | Ornatenton                       | 99  |
| Molassebecken (Ost)                        | 168 | Ortenburger Meeressand           | 175 |
| Moldanubikum s. str.                       | 42  | Ortenburger Schotter             | 179 |
| Moldanubische Region                       | 31  | Orthoceratenkalk                 | 28  |
| Moldanubische Serie                        | 184 | Ostalpines Altkristallin         | 232 |
| Monheimer Höhensand                        | 168 | Palfrisschichten                 | 197 |
| Monotisbank                                | 91  | Partnachschieben                 | 223 |
| Monotone Gruppe                            | 42  | Pattenuer Schichten              | 202 |
| Münchberger Masse                          | 34  | Pedataschichten                  | 224 |
| Muschelkalk                                | 72  | Penninikum des Tauernfensters    | 234 |
| Myophorienschichten                        | 85  | Perm                             | 55  |
| Nantesbuchsandstein                        | 158 | Permoskythserie                  | 234 |
| Neuburger Bankkalke                        | 108 | Permotrias                       | 59  |
| Neuhofener Schichten                       | 162 | Phosporitsande                   | 176 |
| Neunkirchner Ocker                         | 118 | Phycodenschichten                | 24  |
| Niederischichten                           | 200 | Piesenkopfschichten              | 214 |
|                                            |     | Pietra verde                     | 222 |
|                                            |     | Pinswanger Schichten             | 202 |



|                                 |     |                                     |     |
|---------------------------------|-----|-------------------------------------|-----|
| Pinzgauer Phyllit               | 232 | Schotter, ältestpleistozän          | 238 |
| Plassenkalk                     | 228 | Schotter, alt- bis mittelholozän    | 248 |
| Plattendolomit                  | 63  | Schotter, alt- bis mittelpleistozän | 240 |
| Plattenkalk                     | 224 | Schotter, wärmzeitlich              | 241 |
| Plattensandstein                | 71  | Schrambachschichten                 | 228 |
| Plattenwaldschicht              | 200 | Schrattenkalk                       | 199 |
| Pötschenkalke                   | 224 | Schreyeralm-Kalk                    | 222 |
| Posidonienschiefer              | 91  | Schutzfelschichten                  | 114 |
| Prasinit-Phyllit-Serie          | 34  | Schwaiger Schichten                 | 157 |
| Pressecker Schichten            | 28  | Schwazer Dolomit                    | 232 |
| Priabon-Sandsteine              | 168 | Schweinheim (? Haibach)-Formation   | 21  |
| Promberger Schichten            | 158 | Seeablagerungen                     | 244 |
| Puchkirchener Serie             | 173 | Seewer Kalk                         | 200 |
| Pulverturm-Kalke                | 121 | Silvanaschichten                    | 166 |
| Pulverturm-Mergelkalke          | 120 | Sinterkalk                          | 250 |
| Pulverturm-Schichten            | 121 | Solling-Folge                       | 70  |
|                                 |     | Solnhofener Plattenkalke            | 104 |
| Quaderkalkfazies                | 79  | Sowerbyi-Geröllbank                 | 99  |
| Quarzdiorit-Granodiorit-Komplex | 21  | Spessart-Kristallin                 | 21  |
| Quarzitserie                    | 212 | Spielbergdolomit                    | 232 |
| Quarzkonglomerat                | 181 | Stallauer Grünsandstein             | 201 |
| Quarzrestschotter               | 181 | Staßfurt-Serie                      | 62  |
| Quintner Kalk                   | 195 | Steigbachschichten                  | 155 |
|                                 |     | Steinalm-Kalk                       | 222 |
| Raibler Schichten               | 223 | Steinwald-Granit                    | 48  |
| Radiolarit                      | 227 | Stuttgart-Folge                     | 85  |
| Radstädter Quarzphyllit         | 233 | Südliche Vollschotter               | 181 |
| Ramsaudolomit                   | 222 | Südultrahelvetikum                  | 210 |
| Randamphibolit-Serie            | 34  | Süßbrackwassermolasse               | 160 |
| Randschiefer-Serie              | 28  | Süßwasserschichten i. w. S.         | 179 |
| Redwitzit                       | 48  | Sulzbacher Kreidekalk               | 117 |
| Regensburger Grünsandstein      | 117 |                                     |     |
| Regensburg-Höllfelder Kreide    | 112 | Tannheimer Schichten                | 229 |
| Reichenhaller Schichten         | 222 | Tegernseer Marmor                   | 228 |
| Reiflinger Kalk                 | 222 | Tentaculitenkalk                    | 26  |
| Reinhausener Kieselkalke        | 121 | Tentaculitenschiefer                | 26  |
| Reinhausener Schichten          | 117 | Tertiär in Nordostbayern            | 130 |
| Reiselsberger Sandstein         | 214 | Tertiär in Nordwestbayern           | 129 |
| Rhätsandstein                   | 89  | Teuschnitzer Schichten              | 26  |
| Rhättonstein                    | 89  | Thalbergsschichten                  | 158 |
| Rhenodanubischer Flysch         | 210 | Thüringische Fazies                 | 21  |
| Röt-Folge                       | 71  | Tiefenbach-Schichten                | 26  |
| Rötquarzit                      | 72  | Tonmergelschichten                  | 152 |
| Rodenbach-Schichten             | 59  | Torf                                | 250 |
| Roßfeldschichten                | 229 | Tratenbachschichten                 | 230 |
| Rote Gschliefsschichten         | 208 | Treuchtlinger Marmor                | 107 |
| Rotgneis-Komplex                | 21  | Trias                               | 65  |
| Rotliegend                      | 55  | Triebenreuther Schichten            | 28  |
| Ruhpoldinger Marmor             | 228 | Tristelschichten                    | 212 |
| Rundinger Zone                  | 44  | Troschenreuther Bolus               | 99  |
| „Rupel“-Tonmergel               | 171 |                                     |     |
|                                 |     | Ulmer Schichten                     | 160 |
| Salinarfazies                   | 77  | Ultrahelvetikum                     | 205 |
| Salzbergfazies                  | 222 | UMM-Randbuchtfazies                 | 153 |
| Sandmergelserie                 | 162 | Untere Brackwassermolasse           | 156 |
| Sandsteinkeuper                 | 86  | Untere Brackwassermolasse (Ost)     | 171 |
| Saxothüringische Zone           | 20  | Untere Bunte Mergel                 | 213 |
| Schelpenserie                   | 206 | Untere Bunte Molasse                | 155 |
| Schilfsandstein                 | 85  | Untere Cyrenenschichten             | 157 |
| Schiltschichten                 | 195 | Untere Gosau                        | 230 |

|                                           |     |                                   |     |
|-------------------------------------------|-----|-----------------------------------|-----|
| Untere Hangendserie                       | 184 | Wangschichten                     | 201 |
| Untere Meeresmolasse (Ost)                | 171 | Weinsberger Granit                | 48  |
| Untere Meeresmolasse, älterer Teil        | 152 | Weißbachschichten                 | 155 |
| Untere Meeresmolasse, jüngerer Teil       | 156 | Weißenstadt-Marktleuthener Granit | 48  |
| Untere Puchkirchner Serie                 | 158 | Weißliegend                       | 60  |
| Untere Röttonsteine                       | 72  | Werfener Schichten                | 220 |
| Untere Süßwassermolasse, älterer Teil     | 154 | Werksandstein-Bereich             | 82  |
| Untere Süßwassermolasse,<br>jüngerer Teil | 159 | Werra-Salinar                     | 63  |
| Untere Tonstein-Gelbkalkschichten         | 82  | Werra-Serie                       | 62  |
| Unterer Buntsandstein                     | 68  | Westliche Vorlandmolasse          | 150 |
| Unterer Keuper (Lettenkeuper)             | 82  | Wettersteinkalk                   | 222 |
| Unterer Muschelkalk                       | 73  | Wetzsteinquarzit                  | 26  |
| Unterkreide                               | 112 | Wildensteiner Schichten           | 28  |
| Unternoggschichten                        | 208 | Wildschönauer Schiefer            | 232 |
| Unterostalpin                             | 233 | Wunsiedler Gneis                  | 29  |
| Unterrotliegend                           | 58  | Wurstkonglomerat                  | 26  |
| Untersberger „Marmor“                     | 230 | Zechstein                         | 60  |
| Untersimbacher Schichten                  | 176 | Zechsteinkalk                     | 62  |
| Urnaab-Tertiär                            | 130 | Zechsteinkonglomerat              | 62  |
| Verrucano                                 | 220 | Zementmergelerde                  | 215 |
| Volpriehausen-Folge                       | 70  | Zementsteinschichten              | 197 |
| Vulkanite in Nordbayern                   | 140 | Zentrale Vorlandmolasse           | 162 |
| Waldsassener Schiefergebirge              | 30  | Ziller-Kalk                       | 222 |
| Walserbergsrie                            | 219 | Zlambachmergel                    | 225 |
|                                           |     | Zone von Erbdorf-Vohenstrauß      | 36  |
|                                           |     | Zwieselalmschichten               | 231 |

# GEOLOGISCHE ÜBERSICHTSKARTE VON BAYERN 1:2 000 000



Um die Geologische Karte von Bayern 1 : 500 000 in Ausschnitten zu betrachten, klicken Sie bitte in die entsprechenden Rechtecke innerhalb der Karte. Viel Spaß !

# Geologische Karte von Bayern

## Ausschnitt 01

GLA

Quartär  
Holozän

- Hängschutt und -lehm  
z.T. auch ungenügend  
Schutt, z.T. Lehmg.
- Torf
- Ablagerungen im Auenbereich, meist jungholozän,  
und polygenetische Talfüllung, z.T. wärmezeitlich  
Mergel, Lehm, Sand, Kies, z.T. Torf
- Flugsand, z.T. als Düne  
vorwiegend Mitteland
- Löß, Lößlehm, Decklehm, z.T. Fließerde  
vorwiegend Schutt bzw. Lehm
- Schotter, wärmezeitlich (Niederterrasse, Spätglazialterrasse;  
in Alpenländern auch frühwürmezeitlich mit Seeablagerrungen)  
Kies, sandig; in Nordbayern auch Sand
- Terrassenschotter und -sand, ungegliedert (nur in Nordbayern)  
Kies, Sand
- Schotter, pliozän bis ältestpleistozän,  
z.T. altpleistozän, ungegliedert (Urdonau, Urmain, Urnaab u.a.)  
Kies, sandig (Reisschotter)

Tertiär  
Miozän

- SCHICHTSTUFENLAND UND GRUNDGEBIRGSREGION
- Miozän, teils mit Oligozän  
Ton, Sand, Kies, lokal mit Braunkohle-Einlagerung
  - Phonolit, Trachyt
  - Basalt  
Olivin- u. Nephelinbasalt; Basalt, Olivinnephelin u.a.
  - Vulkanitische Gesteine  
Tuff, Tuffit, Schichttrachyte, Pyroklasten

Keuper

- Gipskeuper  
vorwiegend Tonstein mit Steinsalz u. Gipslagen; z.T. Sandstein, nach SE zunehmend
- Unterer Keuper  
Ton- u. Mergelstein mit Sand, Dolomit- u. Kalkstein;  
nach SE absteigend Ton- u. Sandstein

Trias  
Muschelkalk

- Muschelkalk, ungegliedert  
Kalk, Mergel- u. Tonstein; nach SE zunehmend Dolomitstein, sandig u. Sandstein
- Oberer Muschelkalk  
Kalk, Mergel- u. Tonstein; nach SE zunehmend Dolomitstein, sandig u. Sandstein
- Mittlerer Muschelkalk  
Mergel, Ton, Kalk- u. Dolomitstein, Gips, Anhydrit u. Steinsalz;  
nach SE zunehmend Sandstein
- Unterer Muschelkalk  
Kalk- u. Kalkmergelstein; nach SE zunehmend Dolomit- u. Sandstein

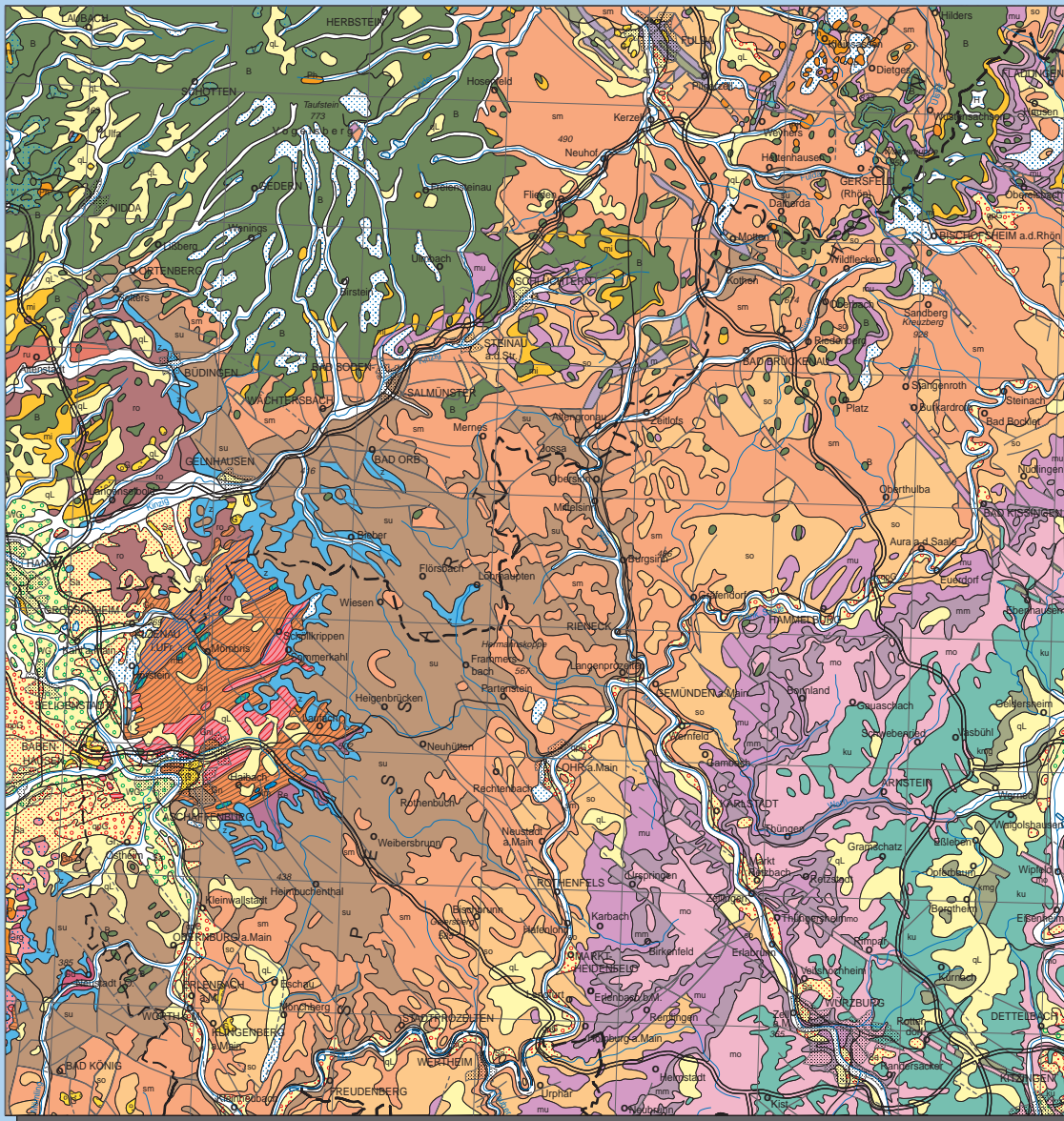
Buntsandstein

- Oberer Buntsandstein  
Ton- u. Sandstein, feinkörnig; nach SE zunehmend sandig, mit Chalcedonlagen
- Mittlerer Buntsandstein  
Sandstein, vorwiegend mittel- bis grobkörnig, geröllführend; im E auch Kaolin sandstein
- Unterer Buntsandstein  
Sandstein, vorwiegend feinkörnig; nach SE zunehmend mittel-grobkörnig, geröllführend

Perm.

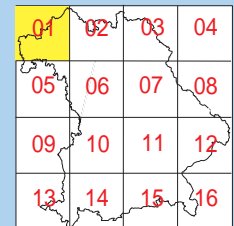
- Zechstein, mit Bröckelschiefer  
Ton- u. Dolomitstein; in Unterflanken auch Anhydrit u. Steinsalz (nur im Profil A-A)
- Oberrotliegend  
Sandstein (z. T. Arkose), Fanglomerat
- Unterrotliegend  
Ton- u. Sandstein, Konglomerat, Kohle, Porphyrtuffe, saurer Tuff

- 
- 
- 
- 
- 
- 
- 
- 
- 
- 
- 
- 
- 
- 
- 
- 
- 
- 
- 
- 
- 
- 
- 
- 



- Metamorphe Gesteine
- Glimmerschiefer, Übergang zu Gneis, glimmerreich  
Ausgangsgestein: Tonstein, z.T. Sandstein/Sand, Sandstein bis Grauwacke, "Laterit", Tuff, Tuffit
  - Gneis ungegliedert, mit stufenweiser Graphitlagung (c)  
Ausgangsgestein: Ton- bis Schluffstein, Sandstein bis Grauwacke, Mergelstein, "Laterit"  
untergliedert Magmatit; niedrerduldometamorph, hochtemperatur; z.T. mittelrudometamorph
  - Kalk- und Dolomitmarmor
  - Metabasit  
Amphibolit, Menggabro, Metabasalt, Prasinit, Eklogit, Peridotit, Serpentinit
  - Leukokrater Gneis  
Ausgangsgestein: Granit, Granodiorit, Rhyolith, saurer Tuffit, Pegmatit, Apfit
- Jungpaläozoische Ganggesteine und Plutonite
- Quarzporphyr- und Porphyrtitigang
  - Granit mittel- bis grobkörnig, z.T. porphyrisch
  - Granodiorit
- Proterozoische? bis paläozoische Magmatite
- Karatophyr, Quarzkaratophyr z.T. eisenarm
  - Diorit, "Redwitzit"  
Granodiorisches bis dioritisches Gestein

- Gesteinsgrenze, Schichtgrenze
- Störung (Verwerfung, Überschiebung)  
a) nachgewiesen  
b) vermutet
- Landesgrenze Bayern



Zurück zur Übersicht









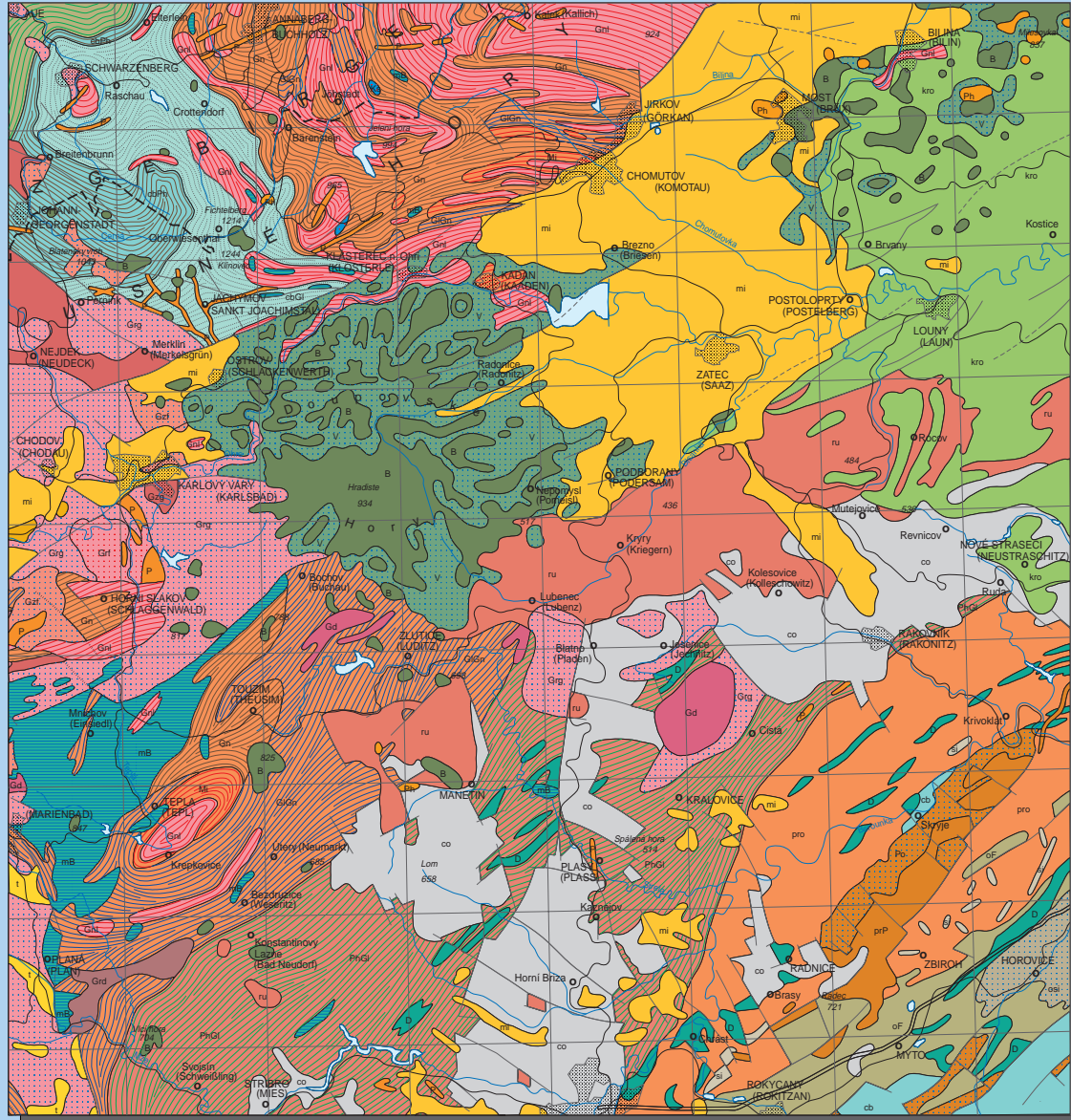


# Geologische Karte von Bayern

## Ausschnitt 04

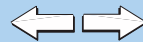
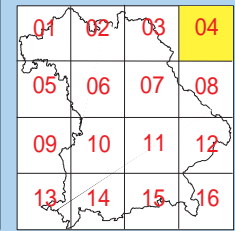


- SCHICHTSTUFENLAND UND GRUNDGEBIRGSREGION**
- Tertiär, ungeliedert**  
Ton, Sand, Kies
- Miozän, teils mit Oligozän**  
Ton, Sand, Kies, lokal mit Braunkohle-Einlagerung
- Phonolit, Trachyt**
- Basalt**  
Olivin- u. Nephelinbasalt, Basanit, Olivinnephelin u. a.
- Vulkanklastische Gesteine**  
Tuff, Tuffit, Schlotebreccie, Pyroklastit
- Eozän bis Oligozän (ungeliedert (nur in Nordböhmen))**  
Ton, Schluff- u. Sandstein
- Oberkreide (Präberconoman bis Campan)**  
Ton- und Sandstein, Eisenoz (vorwiegend Brauneisenerz), Kalksandstein z.T. Kesselt (z.B. "Neuburger Kesseltbreccie"), Mergelstein
- Unterrtioliegend**  
Ton- u. Sandstein, Konglomerat, Kohle, Porphyrtuffbreccie, saurer Tuff
- Oberkarbon**  
Ton, Schluff- u. Sandstein, Konglomerat, Kalkstein, Kohle
- Silur, ungeliedert**  
"Kesselschiefer" (Lydt), Tonstein ("Alburschiefer", "Grazpottenschiefer")
- Ordoviz (Arenig bis Aehlig) und Silur; in Thüringen ungeliedert**  
Ton- u. Sandstein
- Frauenbach- und Phycodenschichten**  
Tonschiefer bis Phyllit, sandsteinig bis quarzitic gebändert, Quarzit, Geröllquarzit, Tuff, Tuffit
- Kambrium, ungeliedert; im Frankenwald vermutlich nur Mittelkambrium**  
Tonschiefer, Quarzit, Grauwacke, Konglomerat, Tuff, Tuffit
- Oberes Proterozoikum**  
Tonschiefer, "Kesselschiefer" (Lydt), Schluff- u. Sandstein, Grauwacke
- Metamorphe Gesteine**  
**Frauenbach- und Phycodenschichten:**  
Phyllit-Fazies  
Ausgangsgestein: Ton- bis Schluffstein, sandsteinig, Sand- u. Geröllsandstein, Tuff, Tuffit
- Kambrium:**  
Phyllit-Fazies  
Ausgangsgestein: Ton- bis Schluffstein, Sandstein bis Grauwacke, "Laterit", Tuff, Tuffit  
Glimmerschiefer-Fazies, untergeordnet Gneisfazies  
Ausgangsgestein: Ton- bis Schluffstein, Sandstein bis Grauwacke, "Laterit", Tuff, Tuffit
- Phyllit, Übergang zu Glimmerschiefer**  
Ausgangsgestein: Tonstein, z.T. bitumenführend, Sandstein bis Grauwacke, "Laterit", Tuff, Tuffit
- Glimmerschiefer, Übergang zu Gneis, glimmerreich**  
Ausgangsgestein: Tonstein, z.T. bitumenführend, Sandstein bis Grauwacke, "Laterit", Tuff, Tuffit
- Gneis ungeliedert, mit stellenweiser Graphitlagerung (c)**  
Ausgangsgestein: Ton- bis Schluffstein, Sandstein bis Grauwacke, Metakalzin, "Laterit", untergeordnet Magmatit; niederdrukmetamorph, hochtemperiert, z.T. mitteldruckmetamorph
- Gneis, migmatisch, Daxelit, Anatexit, granitisch bis granodioritisch**
- Kalkalkalifels**
- Metabazit**  
Amphibolit, Metagabbro, Metadabas, Prasinit, Eklogit, Peridotit, Serpentin
- Leukokrater Gneis**  
Ausgangsgestein: Gneis, Granodiorit, Rhyolith, saurer Tuff, Pegmatit, Aplit



- Jungpaläozoische Ganggesteine und Plutonite**
- P Quarzporphyr- und Porphyrtgang
  - Gzg Zweiglimmergranit mittel- bis grobkörnig
  - Gzd Zweiglimmergranit fein- bis mittelkörnig, z.T. porphyrisch
  - Grt Granit fein- bis mittelkörnig
  - Grg Granit mittel- bis grobkörnig, z.T. porphyrisch
  - Gd Granodiorit
- Proterozoische? bis paläozoische Magmatite**
- prP Quarzporphyr, Tuff
  - Ke Keratophyr, Quarzkeratophyr z.T. diorinit
  - Po Porphyrit, Porphyrituff
  - Grd Granit, Granodiorit
  - D Diabas, Spilit, Melaphyr, Pikrit, basischer Tuff

- Gesteinsgrenze, Schichtgrenze,
- - - a) Störung (Verwerfung, Überschiebung)
- - - b) nachgewiesen
- - - b) vermutet
- - - Landesgrenze Bayern



Zurück zur Übersicht

# Geologische Karte von Bayern

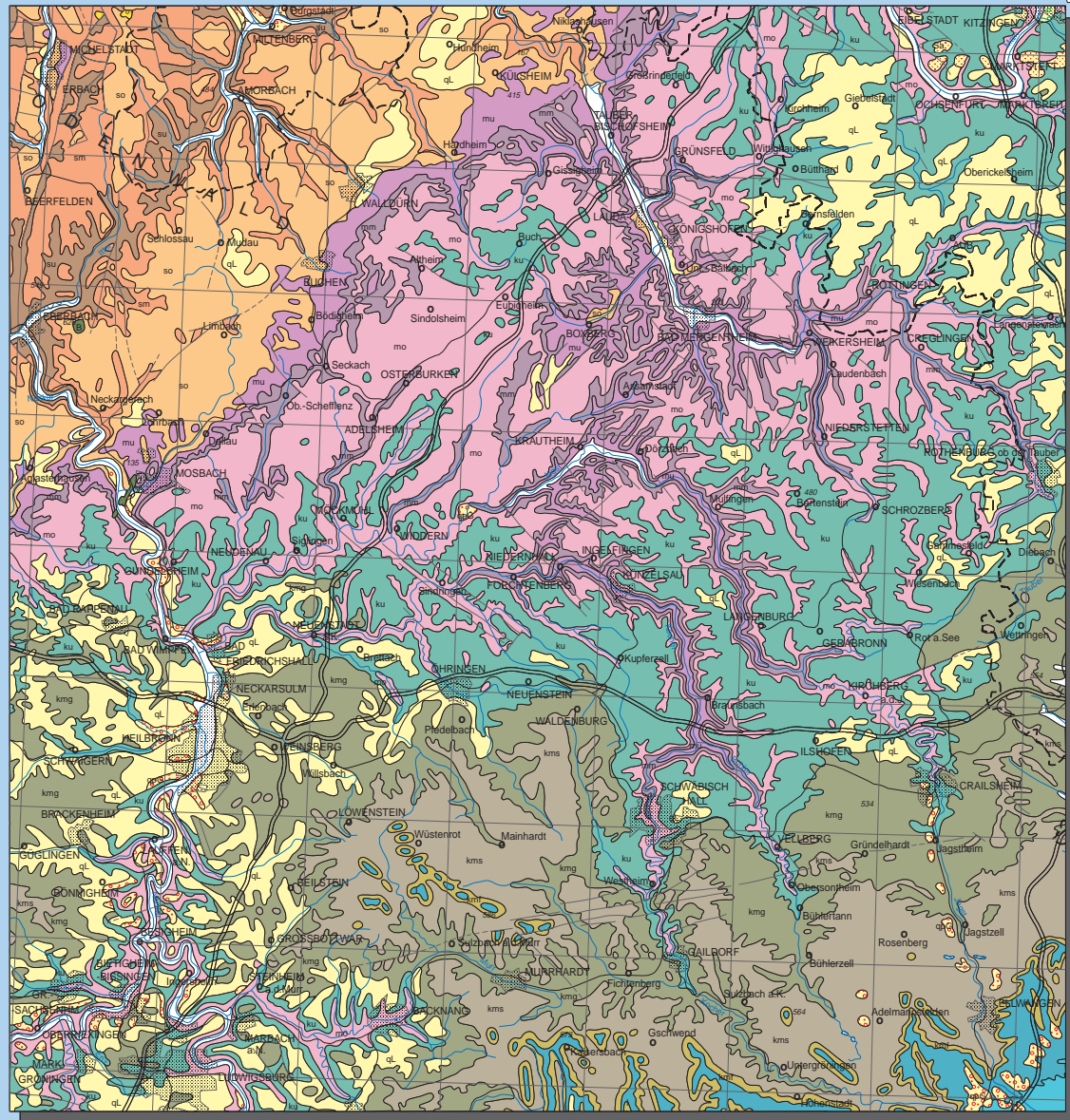
## Ausschnitt 05



|          |                                                                                                                                                                  |  |
|----------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--|
| Quartär  | Ablagerungen im Auenbereich, meist jungholozän, und polygenetische Fällung, z.T. würmzeitlich<br>Mergel, Lehm, Sand, Kies, z.T. Torf                             |  |
|          | Flugsand, z.T. als Düne<br>vorwiegend Mittel sand                                                                                                                |  |
|          | Löss, Lößlehm, Decklehm, z.T. Fließerde<br>vorwiegend Schotter bis Löss                                                                                          |  |
| Paläozän | Schotter, würmzeitlich (Niederterrasse, Spätglazialterrasse; in Alpentälern auch frühwürmzeitlich mit Seesablagerungen)<br>Kies, sandig; in Nordbayern auch Sand |  |
|          | Terrassenschotter und -sand, ungegliedert (nur in Nordbayern)<br>Kies, Sand                                                                                      |  |
|          | Schotter, pliozän bis ältestpleistozän, z.T. altpleistozän, ungegliedert (Urdonau, Urmain, Urnaab u.a.)<br>Kies, sandig (Reisschotter)                           |  |

|               |                                                                                                                                            |  |
|---------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--|
| Trias         | SCHICHTSTUFENLAND UND GRUNDGEBIRGSREGION                                                                                                   |  |
|               | Basalt<br>Olivin- u. Nephelinbasalt, Basanit, Olivinsphärolit u.a.                                                                         |  |
| Jura          | Dogger (Brauner Jura)<br>Tonstein, Sandstein mit Eisenzuffen, Mergel u. Kalkstein                                                          |  |
|               | Lias (Schwarzer Jura), in der nördlichen Fränkischen Alb mit Oberem Keuper (Rhin)<br>Sand-, Ton-, Mergel- u. Kalkstein, z.T. bituminös     |  |
| Keuper        | Feuerletten (Knollenmergel)<br>Tonstein, mit dolomitischen u. sandigen Einlagerungen                                                       |  |
|               | Sandsteinkeuper (ohne Feuerletten)<br>Sandstein-Tonstein-Wechsellagerung mit Dolomitlagen; nach SE zunehmend Sandstein mit Chabotschichten |  |
| Trias         | Gipskeuper<br>vorwiegend Tonstein mit Steinmergel u. Gipslagen; z.T. Sandstein, nach SE zunehmend                                          |  |
|               | Unterer Keuper<br>Ton- u. Mergelstein mit Sand-, Dolomit- u. Kalkstein; nach SE überwiegend Ton- u. Sandstein                              |  |
|               | Oberer Muschelkalk<br>Kalk-, Mergel- u. Tonstein; nach SE zunehmend Dolomitstein, sandig u. Sandstein                                      |  |
|               | Mittlerer Muschelkalk<br>Mergel-, Ton-, Kalk- u. Dolomitstein, Gips, Anhydrit u. Steinsalz; nach SE zunehmend Sandstein                    |  |
| Buntsandstein | Unterer Muschelkalk<br>Kalk- u. Kalkmergelstein; nach SE zunehmend Dolomit-, Ton- u. Sandstein                                             |  |
|               | Oberer Buntsandstein<br>Ton- u. Sandstein, feinkörnig; nach SE zunehmend sandig; mit Chabotschichten                                       |  |
|               | Mittlerer Buntsandstein<br>Sandstein, vorwiegend mittel- bis grobkörnig, gestülpt; im E auch Kalksandstein                                 |  |
|               | Unterer Buntsandstein<br>Sandstein, vorwiegend feinkörnig; nach SE zunehmend mittelgrobkörnig; geröllführend                               |  |

|                                                                                                                                                 |              |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------|
| <p>Gesteinsgrenze, Schichtgrenze,<br/>Störung (Verwerfung, Überschiebung)</p> <p>a) nachgewiesen<br/>b) vermutet</p> <p>Landesgrenze Bayern</p> | <br><br><br> |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------|



|    |    |    |    |
|----|----|----|----|
| 01 | 02 | 03 | 04 |
| 05 | 06 | 07 | 08 |
| 09 | 10 | 11 | 12 |
| 13 | 14 | 15 | 16 |

Zurück zur Übersicht



# Geologische Karte von Bayern

## Ausschnitt 06



**Quartär**

Hangschutt und -lehm  
z.T. auch jungpleistozän  
Schutt, z.T. lehmig

Torf

Ablagerungen im Auenbereich, meist jungholozän,  
und polygenetische Taflüllung, z.T. wärmzeitlich  
Mergel, Lehm, Sand, Kies, z.T. Torf

Schotter, alt- bis mittelholozän  
Kies, sandig

Flugsand, z.T. als Düne  
vorwiegend Mittelstand

Löß, Lößlehm, Decklehm, z.T. Fießerde  
vorwiegend Schluff bzw. Lehm

**Pläistozän**

Schotter, wärmzeitlich (Niederterrasse, Spätglazialterrasse;  
in Alpentälern auch Infravärmzeitlich mit Seesablagerungen)  
Kies, sandig; in Nordbayern auch Sand

Terrassenschotter und -sand, ungegliedert (nur in Nordbayern)  
Kies, Sand

Altlehm (Rückstandlehm mit Lößlehm), tertiär bis pleistozän

**MOLASSEBECKEN UND ALPEN**

Obere Süßwassermolasse, ungegliedert  
Ton, Schluff, Mergel, Sand, im E auch Kies, aberndraht als Festgestein

**Tertiär**

**Miozän**

**SCHICHTSTUFENLAND UND GRUNDGEBIRGSREGION**

Sedimentäre Kraterfüllung (Ries, Steinheimer Becken)  
Ton, Mergel, Kalk

Kalk des Rezat-Altstuhl-Sees

**Tertiär**

**Miozän**

Auswurfmassen der Meteoritenkrater (Ries, Steinheimer Becken)  
Suvit

Impaktite, glasähnlich aus Gesteinen des Kristallinen Grundgebirges  
Bunte Trümmermassen

Impaktite, glasig; vorwiegend aus Sedimentgesteinen u. diskordante Schicht

Ries-Kraterrand

Ockerkrinde (Präboronoman bis Campan)  
Ton- und Sandstein, Eisen- (vorwiegend Braunsteinerde), Kalksandstein  
z.T. kiesig (z.B. "Neuburger Kieselschiefer"), Mergerstein

Malm (Weißer Jura)  
Mergel, Kalk- u. Dolomitsteine  
im Nord- u. E in Molassegrund nach S Übergang von gemischter in helvetische  
Facies

Dogger (Brauner Jura)  
Tonstein, Sandstein mit Eisenerzflözen, Mergel- u. Kalkstein

Lias (Schwarzer Jura), in der nördlichen Fränkischen Alb mit  
Oberem Keuper (Rhit)  
Sand-, Ton-, Mergel- u. Kalkstein, z.T. bituminös

Feuerletten (Knollenmergel)  
Tonstein, mit dolomitischen u. sandigen Einlagerungen

Sandsteinkeuper (ohne Feuerletten)  
Sandstein- Tonstein-Wechsellagerung mit Dolomitsteinlagen;  
nach SE zunehmende Sandstein mit Obereckelungen

Gipskeuper  
vorwiegend Tonstein mit Steinmergel- u. Gipslagen; z.T. Sandstein, nach SE zunehmend

Oberer Muschelkalk  
Kalk-, Mergel- u. Tonstein; nach SE zunehmend Dolomitstein, sandig u. Sandstein

**Kreide**

**Jura**

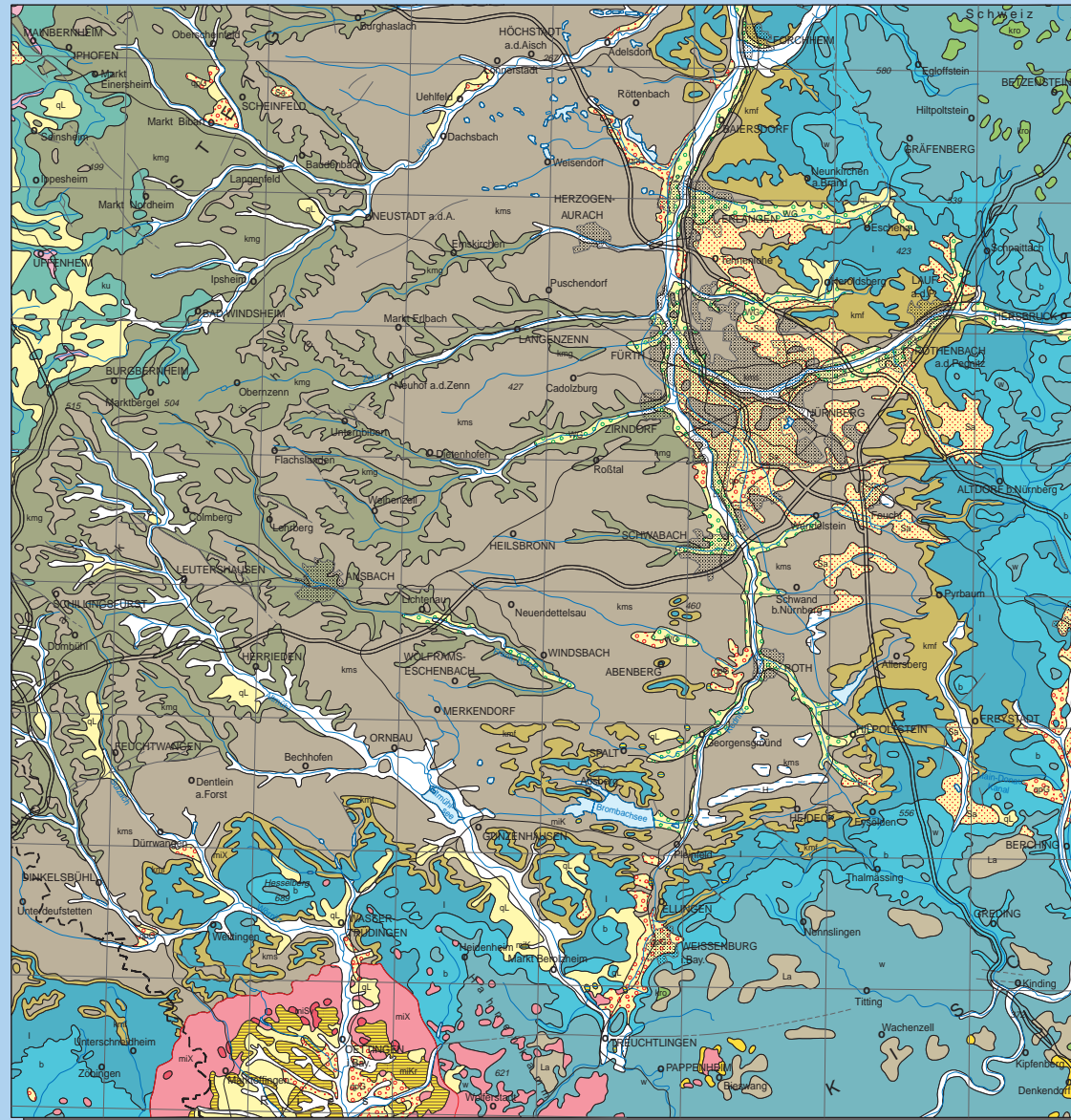
**Muschelkalk**

**Keuper**

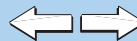
**Trias**

Gesteinsgrenze, Schichtgrenze,  
Störung (Verwerfung, Überschiebung)  
a) nachgewiesen  
b) vermutet

Landesgrenze Bayern



|    |    |    |    |
|----|----|----|----|
| 01 | 02 | 03 | 04 |
| 05 | 06 | 07 | 08 |
| 09 | 10 | 11 | 12 |
| 13 | 14 | 15 | 16 |



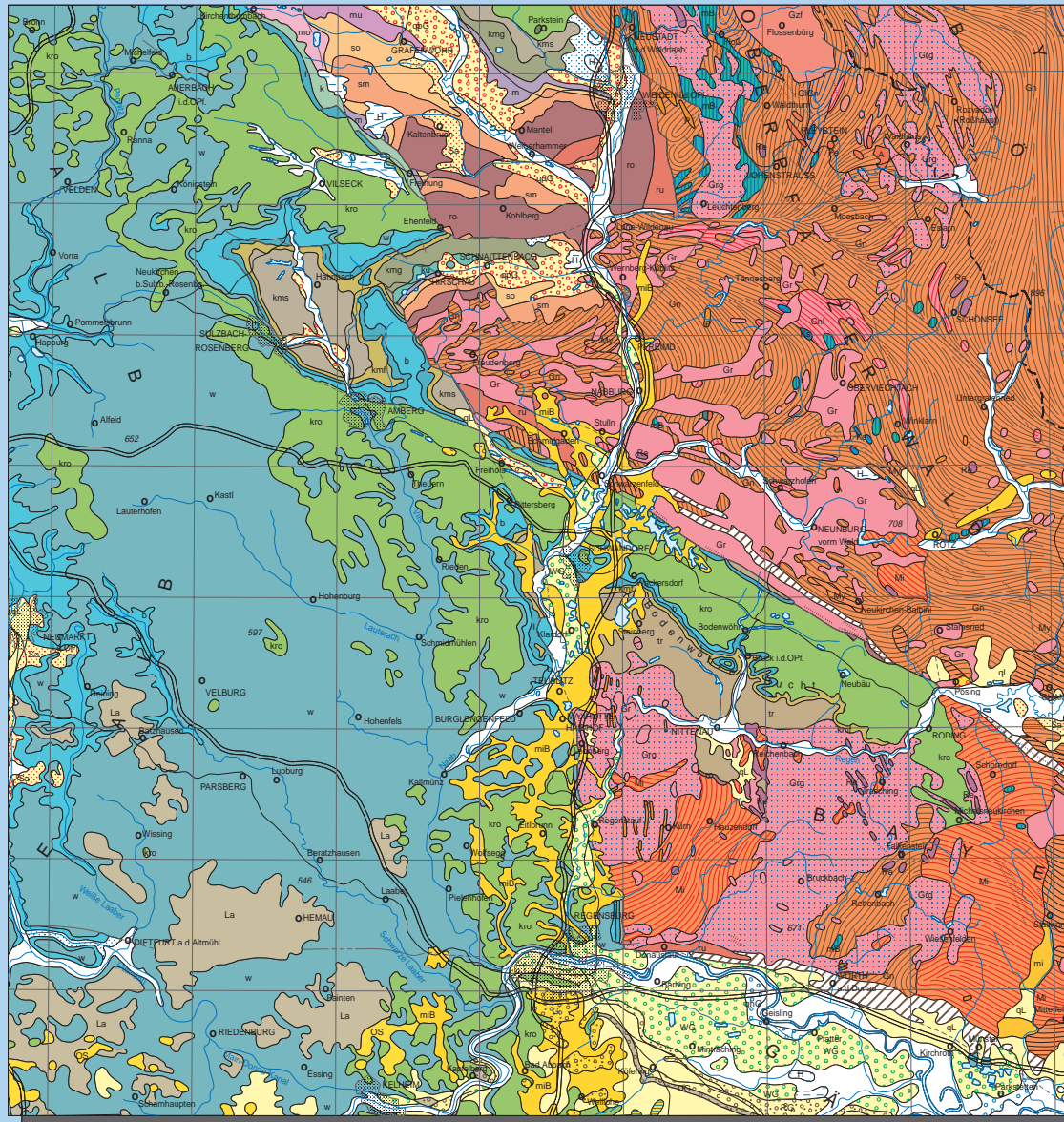
Zurück  
zur  
Übersicht

# Geologische Karte von Bayern

## Ausschnitt 07

GLA

|               |                                                                                                                                                                          |  |
|---------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--|
| Holozän       | Hangschutt und -lehm<br>z.T. auch jungpleistozän<br>Schutt, z.T. lehmig                                                                                                  |  |
|               | Torf                                                                                                                                                                     |  |
|               | Ablagerungen im Auenbereich, meist jungholozän, und polygenetische Täflung, z.T. würmzeitlich<br>Mergel, Lehm, Sand, Kies, z.T. Torf                                     |  |
| Quartär       | Schotter, alt- bis mitteleholozän<br>Kies, sandig                                                                                                                        |  |
|               | Flugand, z.T. als Düne<br>vorwiegend Mittelband                                                                                                                          |  |
|               | Löß, Lößlehm, Decklehm, z.T. Fließerde<br>vorwiegend Schutt bzw. Lehm                                                                                                    |  |
| Pleistozän    | Schotter, würmzeitlich (Niederterrasse, Spätglazialterrasse;<br>in Alpenländern auch frühwürmzeitlich mit Seeabagerungen)                                                |  |
|               | Terassenschotter und -sand, ungegliedert (nur in Nordbayern)                                                                                                             |  |
|               | Kies, Sand                                                                                                                                                               |  |
| Miozän        | a) Schotter, nördlich (Hochterrasse)<br>b) Schotter, mindälzeitlich (Jüngerer Deckenschotter)                                                                            |  |
|               | Schotter, donau- bis gülnzeitlich (Älterer Deckenschotter)                                                                                                               |  |
|               | Kies, sandig, z.T. Konglomerat                                                                                                                                           |  |
| Tertiär       | Schotter, pliozän bis ältestpleistozän,<br>z.T. altpleistozän, ungegliedert (Udonau, Urmain, Urnaab u.a.)<br>Kies, sandig (Kiesstraten)                                  |  |
|               | Altehm (Rückstandslehm mit Lößlehm), tertiär bis pleistozän                                                                                                              |  |
|               | <b>MOLASSEBECKEN UND ALPEN</b>                                                                                                                                           |  |
| Tertiär       | Oberer Süßwassermolasse, ungegliedert<br>Ton, Schluff, Mergel, Sand, im E auch Kies, absondend als Festgesten                                                            |  |
|               | Oberer Süßwassermolasse, kiefelführend<br>Konglomerat, absondend und Jurangeflüß der Schwäbischen Alb                                                                    |  |
|               | Süßbrackwassermolasse<br>Ton, Schluff, Mergel, Sand, Kies, Kalkstein                                                                                                     |  |
| Tertiär       | <b>SCHICHTSTUFENLAND UND GRUNDGEBIRGSREGION</b>                                                                                                                          |  |
|               | Tertiär, ungegliedert<br>Ton, Sand, Kies                                                                                                                                 |  |
|               | Miozän, teils mit Oligozän<br>Ton, Sand, Kies, lokal mit Braunkohle-Einlagerung                                                                                          |  |
| Kreide        | Braunkohletertiär i.w.S. (Naabtal, Nordfziaz im Molassebecken)<br>Ton, Schluff, Sand, Kies, z.T. mit Braunkohle-Einlagerung                                              |  |
|               | Basalt<br>Olivin- u. Nephelinbasalt, Basalt, Olivinnephelin u.a.                                                                                                         |  |
|               | Oberkreide (Präbrockenan bis Campan)<br>Ton und Sandstein, Eisenaz (vorwiegend Braunsteiner), Kalksandstein<br>z.T. Karoliz (z.B. "Neuburger Karolizstein"), Mergelstein |  |
| Jura          | Malm (Weißer Jura)<br>Mergel, Kalk u. Dolomiten<br>im Profil A-B im Molasseuntergrund nach S Übergang von gemaischer in helvetische Fazies                               |  |
|               | Dogger (Brauner Jura)<br>Tonstein, Sandstein mit Eisenrothfziaz, Mergel u. Kalkstein                                                                                     |  |
|               | Lias (Schwarzer Jura), in der nördlichen Fränkischen Alb mit<br>Oberem Keuper (Rhät)<br>Sand, Ton, Mergel u. Kalkstein, z.T. bituminös                                   |  |
| Keuper        | Trias, entlang des Pfälzls östlich von Schwandorf mit Rolliegend-ungegliedert<br>Tonstein, Arkose                                                                        |  |
|               | Keuper, ungegliedert<br>Sandstein-Tonstein-Wechsellage mit Kalk- und Dolomitenlagen;<br>nach SE zunehmend Sandstein mit Chalcedonlagen                                   |  |
|               | Feuerletten (Knollenmergel)<br>Tonstein, mit dolomitischen u. sandigen Einlagerungen                                                                                     |  |
| Trias         | Sandsteinkeuper (ohne Feuerletten)<br>Sandstein-Tonstein-Wechsellage mit Dolomitenlagen;<br>nach SE zunehmend Sandstein mit Chalcedonlagen                               |  |
|               | Gipskeuper<br>vorwiegend Tonstein mit Steinmergel u. Gipslagen; z.T. Sandstein, nach SE zunehmend                                                                        |  |
|               | Unterer Keuper<br>Ton- u. Mergelstein mit Sand, Dolomit u. Kalkstein;<br>nach SE überwiegend Ton- u. Sandstein                                                           |  |
| Muschelkalk   | Muschelkalk, ungegliedert<br>Kalk, Mergel u. Tonstein; nach SE zunehmend Dolomiten, sandig u. Sandstein                                                                  |  |
|               | Oberer Muschelkalk<br>Kalk, Mergel u. Tonstein; nach SE zunehmend Dolomiten, sandig u. Sandstein                                                                         |  |
|               | Unterer Muschelkalk<br>Kalk u. Kalkmergelstein; nach SE zunehmend Dolomit, Ton- u. Sandstein                                                                             |  |
| Buntsandstein | Oberer Buntsandstein<br>Ton- u. Sandstein, feinkörnig; nach SE zunehmend sandig, mit Chalcedonlagen                                                                      |  |
|               | Mittlerer Buntsandstein<br>Sandstein, vorwiegend mittel- bis grobkörnig; geröllführend; im E auch Kalksandstein                                                          |  |



|                                                    |                                                                                                                                                                                                                                                      |
|----------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| ro                                                 | Obertotliegend<br>Sandstein (z.T. Arkose), Fanglomerat                                                                                                                                                                                               |
| ru                                                 | Untertotliegend<br>Ton- u. Sandstein, Konglomerat, Kohle, Porphyritbreccie, saurer Tuft                                                                                                                                                              |
| <b>Metamorphe Gesteine</b>                         |                                                                                                                                                                                                                                                      |
| glGr                                               | Glimmerschiefer, Übergang zu Gneis, glimmerreich<br>Ausgangsgestein: Tonstein, z.T. bitumenführend, Sandstein bis Grauwacke, "Laser", Tuft, Tuft                                                                                                     |
| Gm                                                 | Gneis ungelgliedert, mit stellenweiser Graphit-einlagerung (c)<br>Ausgangsgestein: Ton- bis Schieferstein, Sandstein bis Grauwacke, Mergelstein, "Laser"<br>ungegliedert: Magnetit, redestruktionsarm, hochmetamorph, z.T. mittel- bis hochmetamorph |
| Mt                                                 | Gneis, migmatisch, Diatexit, Anatexit, granitisch bis granodioritisch                                                                                                                                                                                |
| Ks                                                 | Kalksilikatfels                                                                                                                                                                                                                                      |
| HB                                                 | Metabasit<br>Amphibolit, Metagabbro, Metadiabas, Prasinit, Eklogit, Peridotit, Serpentin                                                                                                                                                             |
| Grn                                                | Leukokrater Gneis<br>Ausgangsgestein: Granit, Granodiorit, Rhyolith, saurer Tuft, Pegmatit, Apfit                                                                                                                                                    |
| <b>Jungpaläozoische Ganggesteine und Plutonite</b> |                                                                                                                                                                                                                                                      |
| P                                                  | Quarzporphyr- und Porphyritgang                                                                                                                                                                                                                      |
| A                                                  | Apfit, Leukogitgang                                                                                                                                                                                                                                  |
| Pe                                                 | Pegmatit                                                                                                                                                                                                                                             |
| Gr                                                 | Granit, ungegliedert                                                                                                                                                                                                                                 |
| Gzr                                                | Zweiglimmergranit<br>fein- bis mittelkörnig, z.T. porphyrisch                                                                                                                                                                                        |
| Grg                                                | Granit<br>mittel- bis grobkörnig, z.T. porphyrisch                                                                                                                                                                                                   |
| <b>Proterozoische? bis paläozoische Magmatite</b>  |                                                                                                                                                                                                                                                      |
| Re                                                 | Re Diorit, "Redwitz"<br>Granodioritisches bis dioritisches Gestein                                                                                                                                                                                   |
| Gb                                                 | Gabbro, Olivingabbro, Gabbroanit, Nork, Diorit, Ferrordiorit                                                                                                                                                                                         |
| <b>An Scherzonen gebundene Gesteine</b>            |                                                                                                                                                                                                                                                      |
| My                                                 | Kataklastit bis Mylonit (z.T. "Pflahlschiefer")<br>Blastomyonit, Perlgnais                                                                                                                                                                           |

|           |                                     |
|-----------|-------------------------------------|
| —         | Gesteinsgrenze, Schichtgrenze,      |
| - - -     | Störung (Verwerfung, Überschiebung) |
| - · - · - | a) nachgewiesen                     |
| - · - · - | b) vermutet                         |
| - - - - - | Landesgrenze Bayern                 |

|    |    |    |    |
|----|----|----|----|
| 01 | 02 | 03 | 04 |
| 05 | 06 | 07 | 08 |
| 09 | 10 | 11 | 12 |
| 13 | 14 | 15 | 16 |

Zurück  
zur  
Übersicht

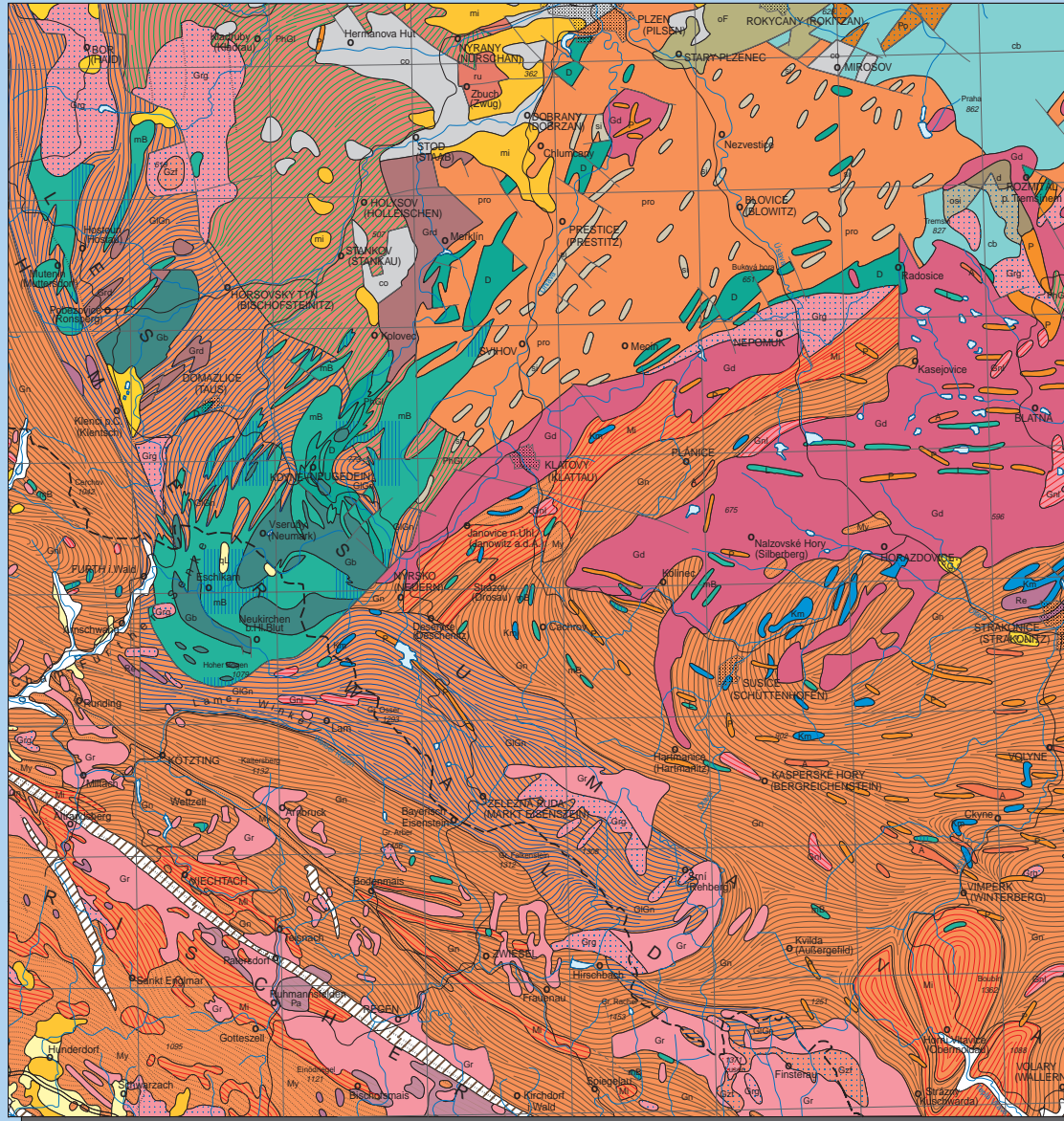




# Geologische Karte von Bayern

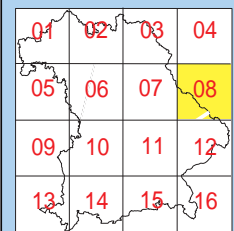
## Ausschnitt 08

GLA



- Quartär**
- Holozän**
- Ablagerungen im Auenbereich, meist jungholozän, und polygenetische Talfüllung, z.T. würmzeitlich  
Mergel, Lehm, Sand, Kies, z.T. Torf
- Flugsand, z.T. als Düne  
vorwiegend Mittelrand
- Pläistozän**
- Löss, Lößlehm, Decklehm, z.T. Fließerde  
vorwiegend Schutt fow. Lehm
- Schotter, pliozän bis altespleistozän,  
z.T. altpleistozän, ungelagert (Ulmanau, Ulman, Ulmaab u.a.)
- Kies, sandig (Restschotter)
- SCHICHTSTUFENLAND UND GRUNDGEBIRGSREGION**
- Tertiär, ungelagert**
- Ton, Sand, Kies
- Miocän, teils mit Oligozän**
- Ton, Sand, Kies, lokal mit Braunkohle-Einlagerung
- Unteroligozän**
- Ton- u. Sandstein, Konglomerat, Kohle, Porphyrtuffe, saurer Tuff
- Oberkarbon**
- Ton-, Schiefer- u. Sandstein, Konglomerat, Kalkstein, Kohle
- Devon, ungelagert**
- Tonstein, "Kieselchiefer", Sand- u. Kalkstein, basischer Tuff
- Silur, ungelagert**
- "Kieselchiefer" (Lydt), Tonstein ("Albanschiefer", "Grapplitherschiefer")
- Ordoviz (Arenig bis Ashgill) und Silur, in Thüringen ungelagert**
- Ton- u. Sandstein
- Frauenbach- und Phycodenschiechten**
- Tonschiefer bis Phyllit, sandsteinig bis quarzitisches gebändert, Quarzlit, Geröllquarzit, Tuff, Tuffit
- Kambrium, ungelagert; im Frankenwald vermutlich nur Mittelkambrium**
- Tonschiefer, Quarz, Grauwacke, Konglomerat, Tuff, Tuffite
- Oberes Proterozoikum**
- Tonschiefer, "Kieselchiefer" (Lydt), Schiefer- u. Sandstein, Grauwacke

- Metamorphe Gesteine**
- Phyllit, Übergang zu Glimmerschiefer  
Ausgangsgestein: Tonstein, z.T. bitumenführend, Sandstein bis Grauwacke, "Laterit", Tuff, Tuffite
- Glimmerschiefer, Übergang zu Gneis, glimmerreich  
Ausgangsgestein: Tonstein, z.T. bitumenführend, Sandstein bis Grauwacke, "Laterit", Tuff, Tuffite
- Gneis ungelagert, mit stellenweiser Graphit-einlagerung (c)  
Ausgangsgestein: Ton- bis Schluffstein, Sandstein bis Grauwacke, "Laterit", ungelagert  
Magma: niedertemperatur, hochtemperiert, z.T. mittel- bis hochtemperiert
- Gneis, migmatisch, Diatexit, Anatexit, granitisch bis granodioritisch
- Kalk- und Dolomitmarmor
- Metabasit  
Amphibolit, Metagabbro, Metabasalt, Pansit, Eklogit, Peridot, Serpentin
- Leukokrater Gneis  
Ausgangsgestein: Granit, Granodiorit, Rhyolith, saurer Tuff, Pegmatit, Aplit
- Jungpaläozoische Ganggesteine und Plutonite**
- Lamprophyritgang
- Quarzporphyr- und Porphyritgang
- Aplit, Leukogranitgang
- Granit, ungelagert
- Zweizimmergranit  
fein- bis mittelkörnig, z.T. porphyrisch
- Granit  
fein- bis mittelkörnig
- Granit  
mittel- bis grobkörnig, z.T. porphyrisch
- Granodiorit
- Proterozoische? bis paläozoische Magmatite**
- Porphyrit, Porphyrituff
- Granit, Granodiorit
- a) Re Diorit, "Redwitz" b) Pa "Pail"  
Granodioritisches bis dioritisches Gestein
- Dabas, Spilit, Melaphyr, Pikrit, basischer Tuff
- Gabbro, Olivingabbro, Gabbronorit, Norit, Diorit, Ferrodiorit
- An Scherzonen gebundene Gesteine**
- Kataklastit bis Mylonit (z.T. "Pflaichschiefer")
- Blastomylonit, Perlgneis
- Gesteinsgrenze, Schichtgrenze,**
- Störung (Verwerfung, Überschiebung)**
- a) nachgewiesen
- b) vermutet
- Landesgrenze Bayern**



Zurück zur Übersicht







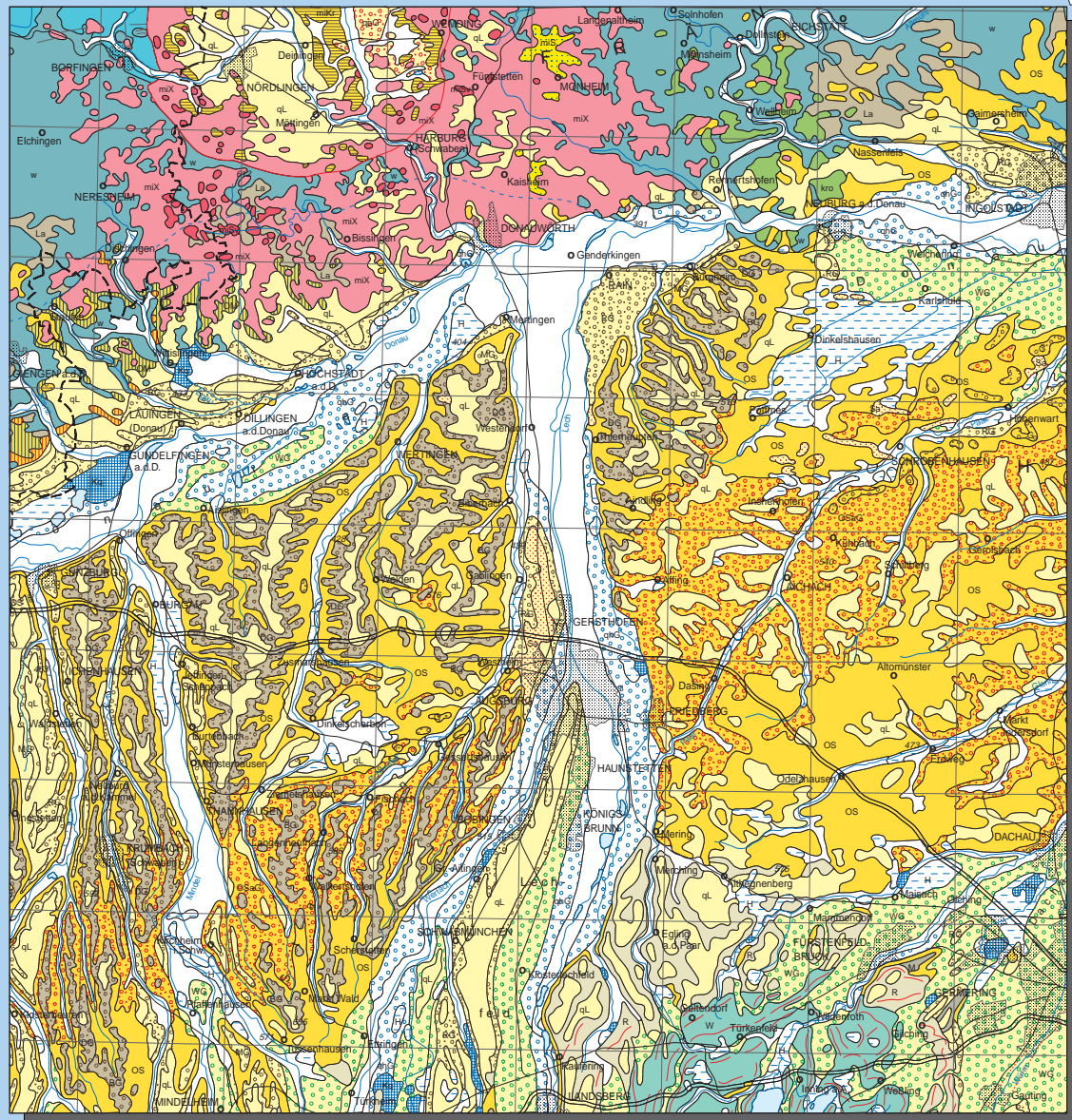


# Geologische Karte von Bayern

## Ausschnitt 10



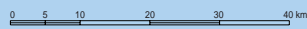
- Holozän**
- Hängschutt und -lehm  
z.T. auch jungpleistozän  
Schutt, z.T. lehmig
  - Torf
  - Sinterkalk (Kalkuff, Alm)  
Kalk, locker bis Kalkstein porös
  - Ablagerungen im Außenbereich, meist jungholozän,  
und polygenetische Tuffung, z.T. würmzeitlich  
Mergel, Lehm, Sand, Kies, z.T. Torf
  - Schotter, alt- bis mittelholozän  
Kies, sandig
  - Flugsand, z.T. als Düne  
vorwiegend Mittelband
- Quartär**
- Löß, Lößlehm, Decklehm, z.T. Fließerde  
vorwiegend Schutt bzw. Lehm
  - Schotter, würmzeitlich (Niederterrasse, Spätglazialterrasse;  
in Alpenländern auch frühwürmzeitlich mit Seeablagerungen)  
Kies, sandig; in Nordbayern auch Sand
  - Jungmoräne (würmzeitlich) mit Endmoränenzügen,  
z.T. mit Vorstoßschotter  
Kies, sandig bis tonig-schluffig
  - Terrassenschotter und -sand, ungegliedert (nur in Nordbayern)  
Kies, Sand
  - a) Schotter, ribzäealich (Hochterrasse)  
b) Schotter, mindelzäealich (Jüngerer Deckenschotter)  
Kies, sandig, z.T. Konglomerat
  - Altmoräne mit Endmoränenzügen, z.T. mit Vorstoßschotter  
a) ribzäealich b) mindelzäealich und älter  
Kies, sandig bis tonig-schluffig, z.T. konglomerat
  - a) Schotter, donau- bis glänzelzäalich (Älterer Deckenschotter)  
b) Schotter, biberzäealich (Ältester Deckenschotter)  
Kies, sandig, z.T. Konglomerat
  - Schotter, pliozän bis älterpleistozän,  
z.T. altpleistozän, ungegliedert (Urdonau, Urmalm, Urmab u.a.)  
Kies, sandig (Reisschotter)
  - Alblehm (Rückstandslehm mit Lößlehm), tertär bis pleistozän
- Pleistozän**
- MOLASSEBECKEN UND ALPEN**
- Obere Süßwassermolasse, ungegliedert  
Ton, Schluff, Mergel, Sand, im E auch Kies, abgerandert als Festgestein
  - Obere Süßwassermolasse, kiesführend;  
älterer Teil  
Konglomerat, alpenrandnah und Jurangefüllte der Schwäbischen Alb
  - Süßbrackwassermolasse  
Ton, Schluff, Mergel, Sand, Kies, Kalkstein
  - Obere Meeressmolasse, im E mit Oberer Brackwassermolasse,  
Ton, Schluff, Mergel, Sand, abgerandert als Festgestein, mit Konglomerat  
→ Kalkfuge
  - Untere Süßwassermolasse, jüngerer Teil  
Ton, Schluff, Mergel, Sand, abgerandert als Festgestein, mit Konglomerat
- Tertiär**
- Miocän**
- SCHICHTSTUFENLAND UND GRUNDGEBIRGSREGION**
- Manheimer Höhensand (Miozän bis Pliozän)  
Sand, Kies
  - Sedimentäre Kraterfüllung (Ries, Steinhelmer Becken)  
Ton, Mergel, Kalk
  - Auswurfmassen der Meteoritenkrater (Ries, Steinhelmer Becken)  
Suwit
  - Impaktkonglomerat, glasführend, aus Gesteinen des Kristallinen Grundgebirges  
Bunte Trümmermassen
  - miSv
  - miX
  - Ries-Kraterand
  - Oberkreide (Präborenenomian bis Campan)  
Ton und Sandstein, Eisenz (vorwiegend Borenenz), Kalksandstein  
z.T. kiesig (z.B. "Neuburger Kieselkreide"), Mergelstein
  - Malm (Weißer Jura)  
Mergel, Kalk u. Dolomiten  
im Profil A-A' im Molasseuntergrund nach S Übergang von gemischter in  
heterotaxische Fazies
  - w
  - Dogger (Brauner Jura)  
Tonstein, Sandstein mit Eisenpfätzen, Mergel u. Kalkstein
  - b
- Jura**
- Kreide**
- Geologische Symbole**
- a) — b) —
  - a) — b) —
- Landesgrenze Bayern**



|    |    |    |    |
|----|----|----|----|
| 01 | 02 | 03 | 04 |
| 05 | 06 | 07 | 08 |
| 09 | 10 | 11 | 12 |
| 13 | 14 | 15 | 16 |

← →

Zurück  
zur  
Übersicht



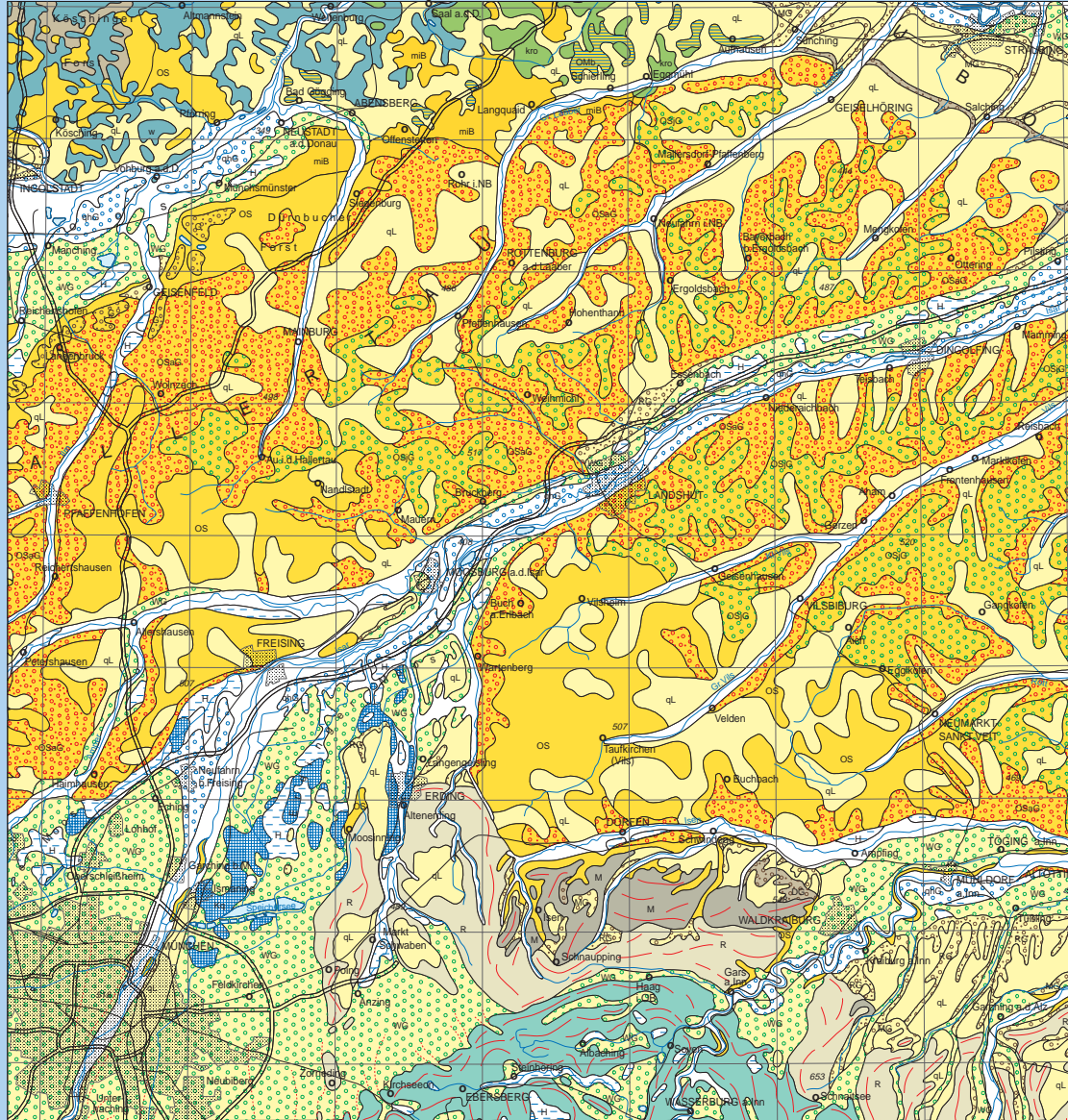


# Geologische Karte von Bayern

## Ausschnitt 11

GLA

- Quarter**
- Torf
  - Holozän**
    - Sinterschluff (Kalkuff, Atn)
    - Kalk, Siderit bis Kalkstein parvis
    - Ablagerungen im Auenbereich, meist jungholozän, und polygenetische Tallfüllung, z.T. würmzeitlich
    - Mergel, Lehm, Sand, Kies, z.T. Torf
    - Schotter, alt- bis mittelholozän
    - Kies, sandig
    - Seeablagerungen
    - würmzeitlich bis holozän, vereinzelt auch älter
    - Ton, Schluff, Mergel, Kalkschuff (Seeablagerung), Sand
    - Löß, Lößlehm, Decklehm, z.T. Fließerde
    - vorwiegend Schuff bzw. Lehm
    - Schotter, würmzeitlich (Niederterrasse, Spätglazialterrasse; in Apenninen auch frühwürmzeitlich mit Seeablagerungen)
    - Kies, sandig in Nordbayern auch Sand
    - Terrassenkarte
    - Jungmoräne (würmzeitlich) mit Endmoränenzügen, z.T. mit Vorstoßschotter
    - Kies, sandig bis tonig-schluffig
    - a) Schotter, rißzeitlich (Hochterrasse)
    - b) Schotter, mindelschotter (Jüngere Deckenschotter)
    - Kies, sandig, z.T. Konglomerat
    - Almoräne mit Endmoränenzügen, z.T. mit Vorstoßschotter
    - a) rißzeitlich b) mindelschotter und älter
    - Kies, sandig bis tonig-schluffig, z.T. Konglomerat
    - Schotter, donau- bis glänzlich (Ältere Deckenschotter)
    - Kies, sandig, z.T. Konglomerat
    - Schotter, pliozän bis ältestpleistozän, z.T. altpleistozän, ungegliedert (Urdonau, Urmain, Urnaab u.a.)
    - Kies, sandig (Restschotter)
    - Altlehm (Rückstandslehm mit Lößlehm), tertiär bis pleistozän
  - MOLASSEBECKEN UND ALPEN**
    - Obere Süßwassermolasse, ungegliedert
    - Ton, Schluff, Mergel, Sand, in E auch Kies, alpenrandnah als Festgesten
    - Obere Süßwassermolasse, kiestführend; jüngerer Teil
    - älterer Teil
    - Konglomerat, alpenrandnah und Juragallfluh der Schwäbischen Alb
    - Süßbrackwassermolasse
    - Ton, Schluff, Mergel, Sand, Kies, Kalkstein
  - SCHICHTSTUFENLAND UND GRUNDGEBIRGSREGION**
    - Braunkohletertiär i.w.S. (Naabtal, Nordfazies im Molassebecken)
    - Ton, Schluff, Sand, Kies, z.T. mit Braunkohlelagerung
    - Oberkreide (Präbereromanen bis Campan)
    - Ton- und Sandstein, Eisenz. (vorwiegend Braunseinerz), Kalksandstein
    - z.T. Kieselg. (z.B. "Neuburger Kieselbröckle"), Mergelstein
    - Malm (Weißer Jura)
    - Mergel-, Kalk- u. Dolomiten
    - Im Profil A-A im Molasseuntergrund nach S Übergang von germanischer in helvetische Fazies
- Tertiär**
- Miocän**
    - OS
    - OSa, OSb, OSd
    - OSa, OSb, OSd
    - OSa, OSb, OSd
    - OMb
  - Miocän**
    - mib
  - Miocän**
    - kro
  - Miocän**
    - w
- Jura**
- Kreide**



|    |    |    |    |
|----|----|----|----|
| 01 | 02 | 03 | 04 |
| 05 | 06 | 07 | 08 |
| 09 | 10 | 11 | 12 |
| 13 | 14 | 15 | 16 |



Zurück zur Übersicht



# Geologische Karte von Bayern

## Ausschnitt 12

GLA

**Quartär**

**Holozän**

Turf

Ablagerungen im Auerebereich, meist jungholozän, und polygenetische Talfüllung, z.T. wärmzeitlich

Mergel, Lehm, Sand, Kies, z.T. Torf

Schotter, alt- bis mittelholozän

Kies, sandig

Seesablagerungen

wärmzeitlich bis holozän, vereinzelt auch älter

Ton, Schluff, Mergel, Kalkschuff (Seelehm), Sand

Löss, Lösslehm, Decklehm, z.T. Fließerde

vorwiegend Schluff bzw. Lehm

**Pliozän**

Schotter, wärmzeitlich (Niederterrasse, Spätglazialterrasse, in Alpenländern auch frühwärmzeitlich mit Seesablagerungen)

Kies, sandig bis tonungesättigt

Jungmoräne (wärmzeitlich) mit Endmoränenzügen, z.T. mit Vorstoßschotter

Kies, sandig bis tonungesättigt

a) Schotter, mindzeitlich (Jüngerer Deckenschotter)

Kies, sandig, z.T. Konglomerat

b) Schotter, mindzeitlich (Älterer Deckenschotter)

Kies, sandig bis tonungesättigt, z.T. Konglomerat

Altmoräne mit Endmoränenzügen, z.T. mit Vorstoßschotter

a) ritzzeitlich bis mindzeitlich und älter

Kies, sandig bis tonungesättigt, z.T. Konglomerat

Schotter, donau- bis günzzeitlich (Älterer Deckenschotter)

Kies, sandig, z.T. Konglomerat

Schotter, pliozän bis ältestpleistozän, z.T. alpeleptozän, ungegliedert (Urdonau, Urmain, Uraab u.a.)

Kies, sandig (Restschotter)

**MOLASSEBECKEN UND ALPEN**

Obere Süßwassermolasse, ungegliedert

Ton, Schluff, Mergel, Sand, im E auch Kies, alpenrandnah als Festgestein

Obere Süßwassermolasse, kiesführend: jüngerer Teil

Quarzrestschotter

älterer Teil

Konglomerat, alpenrandnah und Juranagebiet der Schwäbischen Alb

Obere Meeresmolasse, im E mit Oberer Brackwassermolasse, Ton, Schluff, Mergel u. Sandstein, alpenrandnah als Festgestein, mit Konglomerat

Untere Meeresmolasse, jüngerer Teil, mit Unterer Brackwassermolasse

Ton, Schluff, Mergel u. Sandstein, beschwawene Konglomerat

**SCHICHTSTUFENLAND UND GRUNDGEBIRGSREGION**

**Tertiär**

**Miocän**

Tertiär, ungegliedert

Ton, Sand, Kies

Miocän, teils mit Oligozän

Ton, Sand, Kies, lokal mit Braunkohle-Einlagerung

Braunkohleinterfluv. i.w.S. (Naabtal, Nordfazies im Molassebecken)

Ton, Schluff, Sand, Kies, z.T. mit Braunkohle-Einlagerung

Oberkreide (Präderconoman bis Campan)

Ton und Sandstein, Eisenrot (vorwiegend Braunsteinerz), Kalksandstein z.T. massig (z.B. "Neuburger Keiselschiefer"), Mergelstein

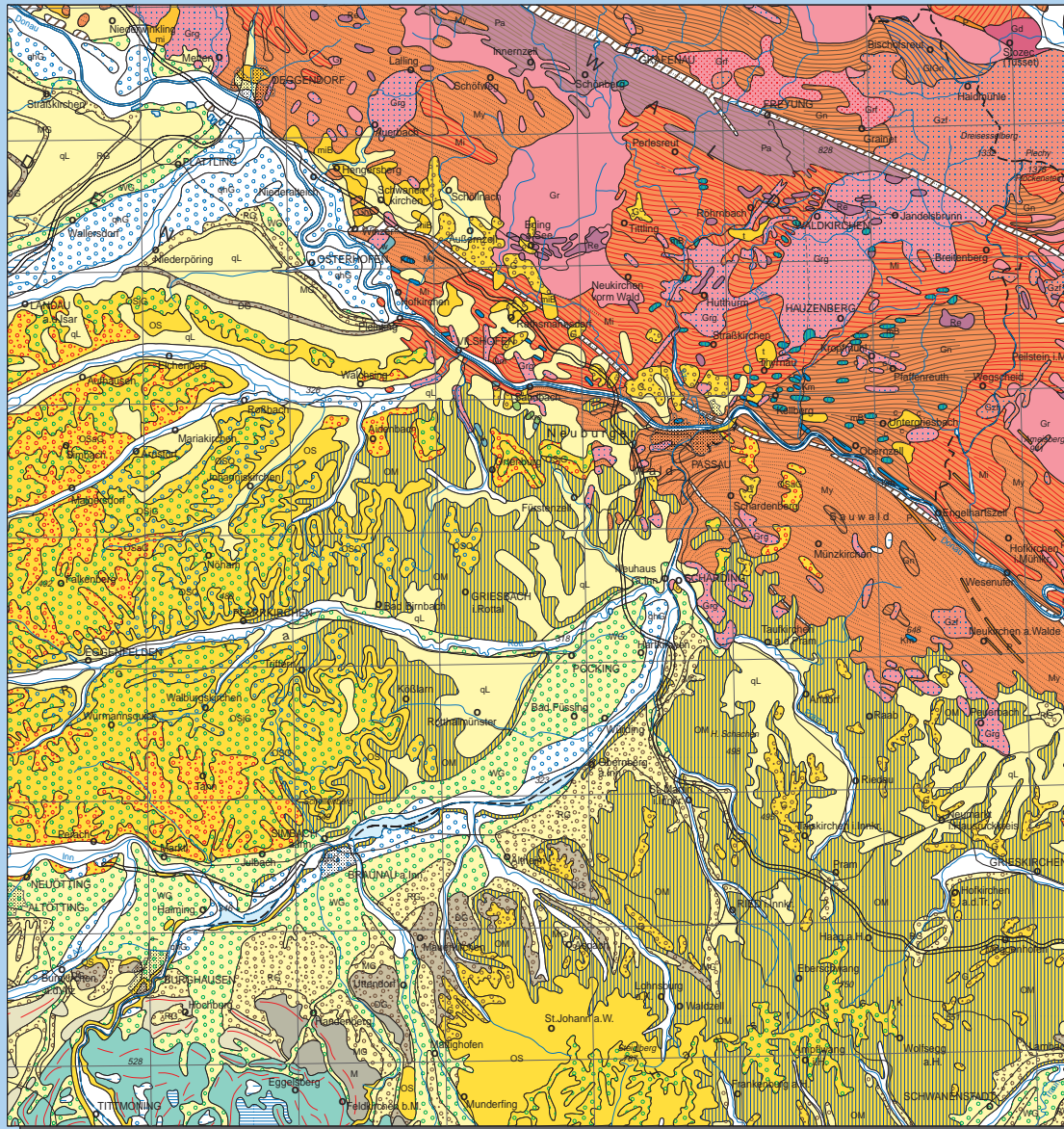
Malm (Weißer Jura)

Mergel, Kalk u. Dolomitmarmor

im Profil A-A im Molasseuntergrund nach S. Übergang von germanischer in helvetische Fazies

**Jura**

**Kreide**



**Metamorphe Gesteine**

Glimmerschiefer, Übergang zu Gneis, glimmerreich

Ausgangsgestein: Tonstein, z.T. bitumenführend, Sandstein bis Grauwacke, "Laser", Tuff, Tuffit

Gneis ungegliedert, mit stellenweiser Graphitenerlagerung (c)

Ausgangsgestein: Ton- bis Schluffstein, Sandstein bis Grauwacke, Mergelstein, "Laser"

ungegliedert Magmatit, rhyolithisch-metabasitisch, hochtemperatur, z.T. mittel- bis hochmetamorph

Gneis, migmatisch, Diatexit, Anatexit, granitisch bis granodioritisch

Kalk- und Dolomitmarmor

Metabasit

Amphibolit, Metagabbro, Mesodibas, Prasinit, Eklogit, Peridotit, Serpentinit

Laufokrater Gneis

Ausgangsgestein: Granit, Granodiorit, Rhyolith, saurer Tuffit, Pegmatit, Apfit

**Jungpaläozoische Ganggesteine und Plutonite**

Quarzporphyr- und Porphyrygang

Granit, ungegliedert

Zweigliedergranit

kein bis mittelstark, z.T. porphyrisch

Granit

fein bis mittelstark

Granit

mittel- bis grobkörnig, z.T. porphyrisch

Granodiorit

**Proterozoische? bis paläozoische Magmatite**

Pa "Palä"

Granodioritisches bis dioritisches Gestein

**An Scherzonen gebundene Gesteine**

Kataklasit bis Mylonit (z.T. "Plahischleier")

Blastomylonit, Perigrneis

**Gesteinsgrenze, Schichtgrenze, Grenze zwischen Metamorphosefazies-Bereichen**

Störung (Verwerfung, Überschiebung)

a) nachgewiesen

b) vermutet

Landesgrenze Bayern

**Geological Index**

|    |    |    |    |
|----|----|----|----|
| 01 | 02 | 03 | 04 |
| 05 | 06 | 07 | 08 |
| 09 | 10 | 11 | 12 |
| 13 | 14 | 15 | 16 |

Computer-Graphik: R. Eichhorn (BayGLA), S. Brandt

Altpaläozoikum-Oberes Proterozoikum  
Perm-Karbon  
Altpaläozoikum-  
Proterozoikum

← →

Zurück  
zur  
Übersicht







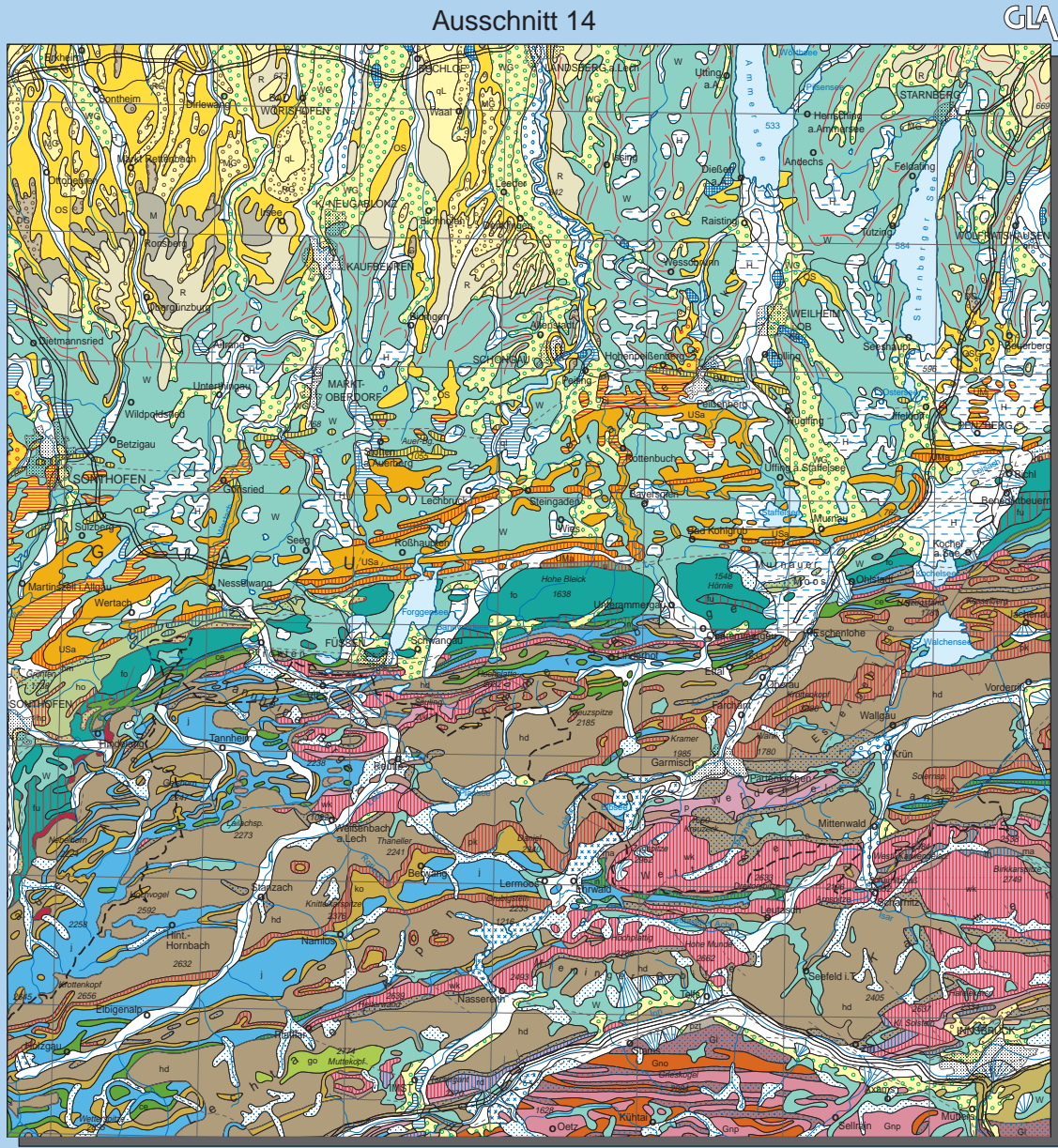


# Geologische Karte von Bayern

## Ausschnitt 14

GLA

|                  |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                         |
|------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| <b>Hochozn</b>   | <p>Fineis, Gletscher</p> <p>a) Schwenflehner und Schuffkegel b) Hangschutt und -lehm<br/>c) Bergsturzmasse a), b), c) z.T. auch jungpleistozän<br/>Schuttl. z.T. lehmig</p> <p>Torf</p> <p>Sinterkalk (Kalkuffl. Alm)<br/>Kalk, locker bis Kalkstein porös</p> <p>Ablagerungen im Auensein, meist jungholozän, und polygenetische Täflung, z.T. wüzmittelzeit<br/>Mergel, Lehm, Sand, Kies, z.T. Torf</p> <p>Schotter, alt- bis mittholozän<br/>Kies, sandig</p> <p>Seeablagungen<br/>wüzmittellich bis holozän, vereinzelt auch älter<br/>Ton, Schluff, Mergel, Kalkschutt (Seeleide), Sand</p> <p>Löss, Lösslehm, Decklehm, z.T. Fließende<br/>vorwiegend Schluff bzw. Lehm</p> <p>Schotter, wüzmittellich (Niederterrasse Spätglazialterrasse<br/>in Apenninen auch frühwüzmittellich mit Seeablagungen)<br/>Kies, sandig; in Nordbayern auch Sand - - - - - Terrassenkernte</p> <p>Jungmoräne (wüzmittellich) mit Endmoränenzügen,<br/>z.T. mit Vorstoßschotter<br/>Kies, sandig bis tonig-schluffig</p> <p>a) Schotter, ribzittellich (Hochterrasse)<br/>b) Schotter, mindelsittellich (Jüngerer Deckenschotter)<br/>Kies, sandig; z.T. Konglomerat</p> <p>Altmoräne mit Endmoränenzügen, z.T. mit Vorstoßschotter<br/>a) ribzittellich b) mindelsittellich und älter<br/>Kies, sandig bis tonig-schluffig, z.T. Konglomerat</p> <p>a) Schotter, donau- bis güntzellich (Älterer Deckenschotter)<br/>b) Schotter, biberzittellich (Ältester Deckenschotter)<br/>Kies, sandig; z.T. Konglomerat</p> |
| <b>Quaternär</b> | <p><b>MOLASSEBECKEN UND ALPEN</b></p> <p>Oberer Süßwassermlasse, ungelagert<br/>Ton, Schluff, Mergel, Sand, im E auch Kies, apennandrah als Festgestein</p> <p>Oberer Süßwassermlasse, kiesführend:<br/>Konglomerat, apennandrah und Juranaungell der Schwäbischen Alb</p> <p>Oberer Meeresmlasse, im E mit Oberer Brackwassermlasse,<br/>Ton, Schluff, Mergel, Sand, apennandrah als Festgestein, mit Konglomerat</p> <p>Untere Süßwassermlasse, jüngerer Teil<br/>Ton, Schluff, Mergel, Sand, apennandrah als Festgestein, mit Konglomerat</p> <p>Untere Meeresmlasse, jüngerer Teil,<br/>mit Unterer Brackwassermlasse<br/>Ton, Schluff, Mergel u. Sandstein, bereichsweise Konglomerat</p> <p>Untere Süßwassermlasse, älterer Teil<br/>Ton, Schluff, Mergel u. Sandstein, Konglomerat</p> <p>Untere Meeresmlasse, älterer Teil<br/>Ton, Schluff, Mergel u. Sandstein, bereichsweise Konglomerat</p>                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                 |
| <b>Paläozän</b>  | <p><b>Helvetikum</b></p> <p>Drilangelserie bis Globigerinenmergel<br/>Mergel u. Sandstein (Drilangelschichten u. Rotalgunkalkstein<br/>(z.T. mit Brauneserz)</p> <p>Seewer Kalk bis Hadchauer Schichten<br/>Mergel u. Kalkstein, abschittweise Sandstein</p> <p>Schraffenkalk bis Garschella-Formation<br/>Kalk u. Sandstein (z.T. mit Phosphorit u. smatigraphischer Kondensation),<br/>z.T. Mergelstein</p> <p>Palfrisschichten bis Drubergschichten<br/>(z.T. auch bis Schraffenkalk und Garschella-Formation)<br/>Kalkstein, z.T. Kieslig, Mergelstein, z.T. Sandstein</p> <p>Schuppenzone, Ultrahelvetikum, Feuerstätter und Rhena-<br/>dunabischer Fyisch, Unternoggschichten, Klippe v. Rhena-</p> <p>Schuppenzone aus Gesteinen des Helvetikums, Ultrahelvetikums,<br/>Feuerstätter Fly, "Südültrahelvetikum" u. Rhendunabischen Fly.<br/>Ton, Schluff, Mergel u. Sandstein, vereinzelt Konglomerat, Kalkstein</p> <p>Unternoggschichten<br/>Ton, Schluff, Mergel u. Sandstein, lokal Konglomerat u. Breccie,</p> <p>Rhendunabischer Fyisch: Untere Burte Mergel bzw.<br/>Oterschwanger Schichten bis Anthering-Formation<br/>Ton, Schluff, Mergel u. Sandstein, lokal Konglomerat, Kalkstein</p> <p>Rhendunabischer Fyisch: Trätelschichten bis Quarziteserie<br/>Ton, Schluff u. Sandstein, Kalkstein</p>                                                                                                                                                                                     |
| <b>Tertiär</b>   | <p><b>Molasse</b></p> <p>Oberer Süßwassermlasse, ungelagert<br/>Ton, Schluff, Mergel, Sand, im E auch Kies, apennandrah als Festgestein</p> <p>Oberer Süßwassermlasse, kiesführend:<br/>Konglomerat, apennandrah und Juranaungell der Schwäbischen Alb</p> <p>Oberer Meeresmlasse, im E mit Oberer Brackwassermlasse,<br/>Ton, Schluff, Mergel, Sand, apennandrah als Festgestein, mit Konglomerat</p> <p>Untere Süßwassermlasse, jüngerer Teil<br/>Ton, Schluff, Mergel, Sand, apennandrah als Festgestein, mit Konglomerat</p> <p>Untere Meeresmlasse, jüngerer Teil,<br/>mit Unterer Brackwassermlasse<br/>Ton, Schluff, Mergel u. Sandstein, bereichsweise Konglomerat</p> <p>Untere Süßwassermlasse, älterer Teil<br/>Ton, Schluff, Mergel u. Sandstein, Konglomerat</p> <p>Untere Meeresmlasse, älterer Teil<br/>Ton, Schluff, Mergel u. Sandstein, bereichsweise Konglomerat</p>                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                 |
| <b>Quaternär</b> | <p><b>MOLASSEBECKEN UND ALPEN</b></p> <p>Oberer Süßwassermlasse, ungelagert<br/>Ton, Schluff, Mergel, Sand, im E auch Kies, apennandrah als Festgestein</p> <p>Oberer Süßwassermlasse, kiesführend:<br/>Konglomerat, apennandrah und Juranaungell der Schwäbischen Alb</p> <p>Oberer Meeresmlasse, im E mit Oberer Brackwassermlasse,<br/>Ton, Schluff, Mergel, Sand, apennandrah als Festgestein, mit Konglomerat</p> <p>Untere Süßwassermlasse, jüngerer Teil<br/>Ton, Schluff, Mergel, Sand, apennandrah als Festgestein, mit Konglomerat</p> <p>Untere Meeresmlasse, jüngerer Teil,<br/>mit Unterer Brackwassermlasse<br/>Ton, Schluff, Mergel u. Sandstein, bereichsweise Konglomerat</p> <p>Untere Süßwassermlasse, älterer Teil<br/>Ton, Schluff, Mergel u. Sandstein, Konglomerat</p> <p>Untere Meeresmlasse, älterer Teil<br/>Ton, Schluff, Mergel u. Sandstein, bereichsweise Konglomerat</p>                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                 |

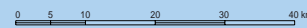


|                                    |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                    |
|------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| <b>Wasserbergserie, Aross-Zone</b> | <p><b>Aross-Zone (Paläozoikum-Kraie)</b><br/>Ton, Schluff, Mergel u. Sandstein mit Konglomerat, Breccie, Kalk u. Dolomiten, Radiolit, basischen Vulkaniten, Metamorphiten</p> <p><b>Nördliche Kalkalpen (Oberostalpin)</b></p> <p>Goßau<br/>Mergel u. Sandstein, Konglomerat, Breccie (z.T. Megabreccie)</p> <p>Losener Schichten, Brandelfleckschichten, Lechtaler Kreidestiefer<br/>Ton, Schluff, Mergel u. Sandstein, Konglomerat, Breccie (z.T. Megabreccie)</p> <p>Schrambachschichten, Roßfeldschichten, Tarnheimer Schichten<br/>Kalkstein, Ton, Schluff, Mergel u. Sandstein, Konglomerat, Breccie</p> <p>Liabasskalk bis Ammergauer Schichten<br/>Kalkstein, z.T. knollig-faserig, z.T. Kieslig, Mergelstein, Radiolit,<br/>lokal Konglomerat und Breccie</p> <p>Oberdülfalkalpen, lokal Dolomiten<br/>Kössener Schichten Mergel u. Kalkstein, lokal Ton u. Schluffstein<br/>Zlambschichtmergel Kalk u. Mergelstein</p> <p>Plattenskalk<br/>Kalk u. Dolomiten, lokal Mergelstein</p> <p>Hauptdolomit, östlich der Saalach auch karisch-norscher<br/>Dolomit und Dolomiten<br/>Dolomiten, lokal Ton u. Schluffstein, Blumenermergel, Konglomerat, Breccie, Kalkstein</p> <p>Raber Schichten bis Cardatschschichten<br/>Ton, Schluff, Mergel u. Sandstein, Kalk u. Dolomiten, Rauhwacke, Gips</p> <p>Ramsau-Dolomit, Weitenstein-Dolomit<br/>Dolomiten, lokal Kalkstein</p> <p>Wettersteinkalk<br/>Kalkstein (auch mit Blei-Zink-Erz), bereichsweise Dolomiten</p> <p>Partrachschichten<br/>Ton, Schluff, Mergel u. Kalkstein</p> <p>Alpiner Muschelkalk (Vogrialkalk bis Reflinger Kalk)<br/>Kalkstein z.T. homostellierend, lokal Dolomiten, lageweise Tuff u. Tuffe</p> <p>Reichenhaller Schichten, im E mit Gutenseiner Schichten<br/>Kalk u. Dolomiten, Rauhwacke, Breccie</p> <p>Werfener Schichten Ton, Schluff u. Sandstein, im oberen Abschnitt Kalkstein<br/>Buntsandstein Ton, Schluff u. Sandstein,<br/>Alpiner Verrucano bis Mitterberger Schichten z.T. Konglomerat bis Breccie</p> <p><b>Grauwacken-Zone (Oberostalpin)</b><br/>Widnschnauer Schiefer, Pinzgauer und Einsteiner Phyllit<br/>Phyllit, Tonsteine, Sandstein (Grauwacke), lokal Konglomerat,<br/>Kalk u. Dolomiten, Kieselstiefer, Glimmerschiefer</p> <p><b>Ostalpinen Altkristallin</b></p> <p>Glimmerschiefer, Phyllit, Quarz<br/>Granat u. Saponitglimmerschiefer, lokal Hornblendegebirgschiefer,<br/>Phyllit, Quarz u. Marmor</p> <p>Pargneis<br/>magmatischer Pargneis, Hornblendeignat, lokal Amphibolit u. Serpentin</p> <p>Orthogneis<br/>Magmat, Metagrandit</p> <p><b>Unterostalpin</b></p> <p>Innsbrucker und Radstädter Quarzphyllite<br/>Quarz und Serpentin, Quarz, Dolomiten, Kieselstiefer, Prasinit,<br/>Rhyolit-Rhyodazit</p> <p>Gesteinsgrenze, Schichtgrenze,<br/>Grenze zwischen Metamorphosefazies-Bereichen<br/>Störung (Verwerfung, Überschiebung)<br/>a) nachgewiesen<br/>b) vermutet</p> <p>Landesgrenze Bayern</p> |
| <b>Paläozän</b>                    | <p><b>Helvetikum</b></p> <p>Drilangelserie bis Globigerinenmergel<br/>Mergel u. Sandstein (Drilangelschichten u. Rotalgunkalkstein<br/>(z.T. mit Brauneserz)</p> <p>Seewer Kalk bis Hadchauer Schichten<br/>Mergel u. Kalkstein, abschittweise Sandstein</p> <p>Schraffenkalk bis Garschella-Formation<br/>Kalk u. Sandstein (z.T. mit Phosphorit u. smatigraphischer Kondensation),<br/>z.T. Mergelstein</p> <p>Palfrisschichten bis Drubergschichten<br/>(z.T. auch bis Schraffenkalk und Garschella-Formation)<br/>Kalkstein, z.T. Kieslig, Mergelstein, z.T. Sandstein</p> <p>Schuppenzone, Ultrahelvetikum, Feuerstätter und Rhena-<br/>dunabischer Fyisch, Unternoggschichten, Klippe v. Rhena-</p> <p>Schuppenzone aus Gesteinen des Helvetikums, Ultrahelvetikums,<br/>Feuerstätter Fly, "Südültrahelvetikum" u. Rhendunabischen Fly.<br/>Ton, Schluff, Mergel u. Sandstein, vereinzelt Konglomerat, Kalkstein</p> <p>Unternoggschichten<br/>Ton, Schluff, Mergel u. Sandstein, lokal Konglomerat u. Breccie,</p> <p>Rhendunabischer Fyisch: Untere Burte Mergel bzw.<br/>Oterschwanger Schichten bis Anthering-Formation<br/>Ton, Schluff, Mergel u. Sandstein, lokal Konglomerat, Kalkstein</p> <p>Rhendunabischer Fyisch: Trätelschichten bis Quarziteserie<br/>Ton, Schluff u. Sandstein, Kalkstein</p>                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                |

|    |    |    |    |
|----|----|----|----|
| 01 | 02 | 03 | 04 |
| 05 | 06 | 07 | 08 |
| 09 | 10 | 11 | 12 |
| 13 | 14 | 15 | 16 |

←
→

Zurück  
zur  
Übersicht



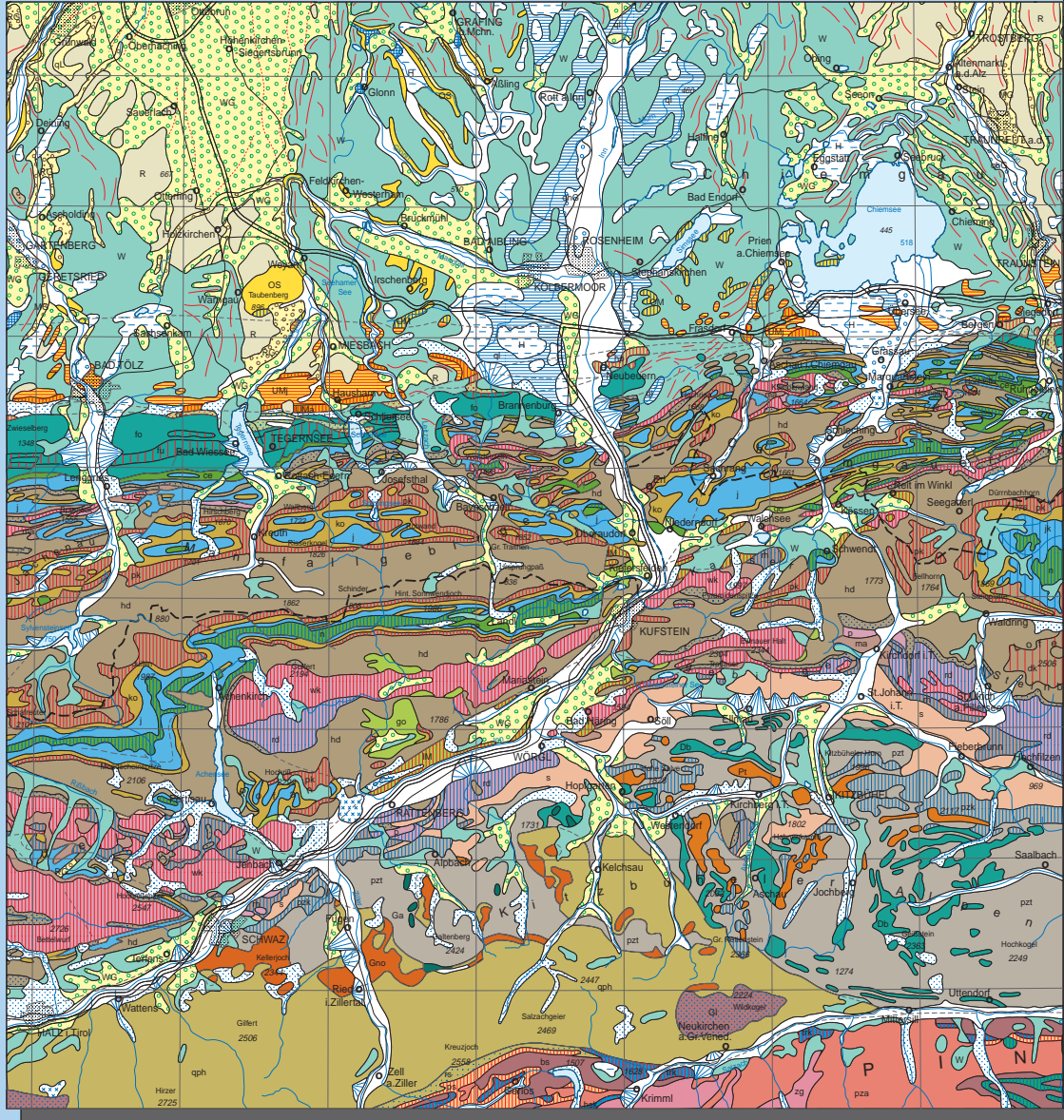


# Geologische Karte von Bayern

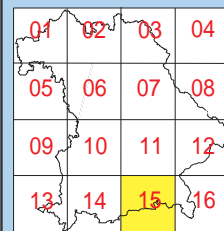
## Ausschnitt 15

GLA

|                                                                                                                                     |                                                                                                                                                                                                                                                                     |  |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--|
| Holozän                                                                                                                             | a) Schwemmfächer und Schuttkegel b) Hangschutt<br>c) Bergsturzmasse a), b), c) z.T. auch jungpleistozän<br>Schut. z.T. Lehmg.                                                                                                                                       |  |
|                                                                                                                                     | Horizont                                                                                                                                                                                                                                                            |  |
| Quartär                                                                                                                             | Torf                                                                                                                                                                                                                                                                |  |
|                                                                                                                                     | Sinterkalk (Kalkuff, Alm)<br>Kalk, locker bis Kalkstein porös                                                                                                                                                                                                       |  |
|                                                                                                                                     | Ablagerungen im Auenbereich, meist jungholozän, und polygenetische Taflung, z.T. würmzeitlich<br>Mergel, Lehm, Sand, Kies, z.T. Torf                                                                                                                                |  |
|                                                                                                                                     | Schotter, alt- bis mittelholozän<br>Kies, sandig                                                                                                                                                                                                                    |  |
|                                                                                                                                     | Seesablagerungen<br>würmzeitlich bis holozän, vereinzelt auch älter<br>Ton, Schluff, Mergel, Kalkschutt (Seeerde), Sand                                                                                                                                             |  |
|                                                                                                                                     | Löss, Lösslehm, Decklehme, z.T. Fließerde<br>vorwiegend Schluff bzw. Lehm                                                                                                                                                                                           |  |
|                                                                                                                                     | Schotter, würmzeitlich (Niederterrasse, Spätglazialterrasse; in Apenninern auch frühwürmzeitlich mit Seesablagerungen)<br>Kies, sandig u. hochgradig aus Sand + z.T. Terrassensande                                                                                 |  |
|                                                                                                                                     | Jungmoräne (würmzeitlich) mit Endmoränenzungen, z.T. mit Vorstösschotter<br>Kies, sandig bis tonig-schluffig                                                                                                                                                        |  |
|                                                                                                                                     | Schotter, donau- bis ganzzeitlich (Älterer Deckenschotter)<br>Kies, sandig, z.T. Konglomerat                                                                                                                                                                        |  |
|                                                                                                                                     | a) Schotter, nördlich (Hochterrasse)<br>b) Schotter, südwestlich (jüngere Deckenschotter)<br>Kies, sandig, z.T. Konglomerat                                                                                                                                         |  |
| Almoräne mit Endmoränenzungen, z.T. mit Vorstösschotter<br>nördlich<br>Kies, sandig bis tonig-schluffig, z.T. Konglomerat           |                                                                                                                                                                                                                                                                     |  |
| Miozän                                                                                                                              | <b>MOLASSEBECKEN UND ALPEN</b>                                                                                                                                                                                                                                      |  |
|                                                                                                                                     | Obere Süßwassermolasse, ungelagert<br>Ton, Schluff, Mergel, Sand, in E-Wach-Kies, aber vornehmlich als Forstgestein                                                                                                                                                 |  |
|                                                                                                                                     | Obere Meeresmolasse, im E mit Oberer Brackwassermolasse,<br>Ton, Schluff, Mergel, Sand, aber vornehmlich als Forstgestein, mit Konglomerat                                                                                                                          |  |
|                                                                                                                                     | Untere Meeresmolasse, jüngerer Teil, mit Unterer Brackwassermolasse<br>Ton, Schluff, Mergel u. Sandstein, Bereichsweise Konglomerat                                                                                                                                 |  |
|                                                                                                                                     | Untere Süßwassermolasse, älterer Teil<br>Ton, Schluff, Mergel u. Sandstein, Konglomerat                                                                                                                                                                             |  |
|                                                                                                                                     | Untere Meeresmolasse, älterer Teil<br>Ton, Schluff, Mergel u. Sandstein, Bereichsweise Konglomerat                                                                                                                                                                  |  |
|                                                                                                                                     | Inneralpine Molasse<br>Ton, Schluff, Mergel u. Sandstein, Bereichsweise Konglomerat, lokal Kohle                                                                                                                                                                    |  |
|                                                                                                                                     | Helvetikum                                                                                                                                                                                                                                                          |  |
|                                                                                                                                     | Drainagefazies bis Globigerinenmergel<br>Mergel u. Sandstein, Großblöckchen u. Kotagerkalkstein (z.T. mit Braunesonner)                                                                                                                                             |  |
|                                                                                                                                     | Sewer Kalk bis Hachauer Schichten<br>Mergel u. Kalkstein, abwechselnd Sandstein                                                                                                                                                                                     |  |
| Schraffenkalk bis Garschella-Formation<br>Kalk u. Sandstein (z.T. mit Phosphor u. stratigraphischer Kondensation), z.T. Mergelstein |                                                                                                                                                                                                                                                                     |  |
| Kreide                                                                                                                              | <b>Schuppenzone, Ultrahelvetikum, Feuerstättler und Rhododanubischer Flysch, Unteroggschichten, Klippe v. Grates</b>                                                                                                                                                |  |
|                                                                                                                                     | Schuppenzone aus Gesteinen des Helvetikums, Ultrahelvetikums, Rhododanubischer Flysch, Unteroggschichten, Klippe v. Grates<br>Feuerstättler Fly, „Südrhelvetikums“ u. Rhododanubischer Fly.<br>Ton, Schluff, Mergel u. Sandstein, vereinzelt Konglomerat, Kalkstein |  |
|                                                                                                                                     | Rhododanubischer Flysch: Untere Bunte Mergel bzw. Obere Schwinger Schichten bis Anheiling-Formation<br>Ton, Schluff, Mergel u. Sandstein, lokal Konglomerat, Kalkstein                                                                                              |  |
|                                                                                                                                     | Rhododanubischer Flysch: Tristel-schichten bis Quarzserite<br>Ton, Schluff u. Sandstein, Kalkstein                                                                                                                                                                  |  |
|                                                                                                                                     | Nördliche Kalkalpen (Oberostalpin)                                                                                                                                                                                                                                  |  |
|                                                                                                                                     | Gosau<br>Mergel u. Sandstein, Konglomerat, Breccie (z.T. Megabreccie)                                                                                                                                                                                               |  |
|                                                                                                                                     | Loosener Schichten, Brandelfleischichten, Lechtaler Kreidenschiefer<br>Ton, Schluff, Mergel u. Sandstein, Konglomerat, Breccie (z.T. Megabreccie)                                                                                                                   |  |
|                                                                                                                                     | Schrambachschichten, Rodlössschichten, Tamheimer Schichten<br>Kalkstein, Ton, Schluff, Mergel u. Sandstein, Konglomerat, Breccie                                                                                                                                    |  |
|                                                                                                                                     | Liasbasskalk bis Ammergauer Schichten<br>Kalkstein, z.T. hochgradig fest, z.T. weicher, Mergelstein, Radiolit, lokal Konglomerat und Breccie                                                                                                                        |  |
|                                                                                                                                     | Oberalkalk - Kalkstein, lokal Dolomiten<br>Kössener Schichten Mergel u. Kalkstein, lokal Ton u. Schluffstein<br>Ziembschmargel Kalk u. Mergelstein                                                                                                                  |  |
| Trias                                                                                                                               | Dachsteinkalk<br>Kalkstein, Bereichsweise Dolomiten                                                                                                                                                                                                                 |  |
|                                                                                                                                     | Plattenkalk<br>Kalk u. Dolomiten, lokal Mergelstein                                                                                                                                                                                                                 |  |
|                                                                                                                                     | Hauptdolomit, festlich der Saalach auch karisch-norscher<br>Dolomit und Dachsteindolomit<br>Dolomiten, lokal Ton- u. Schluffstein, Blumenermergel, Konglomerat, Breccie, Kalkstein                                                                                  |  |
|                                                                                                                                     | Rabiler Schichten bis Carditischichten<br>Ton, Schluff, Mergel u. Sandstein, Kalk u. Dolomiten, Rauhwaacke, Gps                                                                                                                                                     |  |
|                                                                                                                                     | Arbergschichten<br>Kalk, Dolomit u. Mergelstein, bei Lech basische Vulkanite und Tuffe                                                                                                                                                                              |  |



|                                                                                                                                                                      |                                                                                                                                                                                                                  |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
|                                                                                                                                                                      | Ramsaukalk, Wettersteindolomit<br>Dolomiten, lokal Kalkstein                                                                                                                                                     |
|                                                                                                                                                                      | Wettersteinkalk<br>Kalkstein (lokal mit Blei-Zink-Erz), Bereichsweise Dolomiten                                                                                                                                  |
|                                                                                                                                                                      | Parnachschichten<br>Ton, Schluff, Mergel u. Kalkstein                                                                                                                                                            |
|                                                                                                                                                                      | Alpiner Muschelkalk (Virgionalkalk bis Reflinger Kalk)<br>Kalkstein z.T. hornsteinführend, lokal Dolomiten, lageweise Tuff u. Tuffe                                                                              |
|                                                                                                                                                                      | Reichenthaler Schichten, im E mit Gültenseiner Kalkstein<br>Kalk u. Dolomiten, Rauhwaacke, Breccie                                                                                                               |
|                                                                                                                                                                      | Werfener Schichten<br>Ton, Schluff u. Sandstein, im oberen Abschnitt Kalkstein<br>Alpiner Verrucano bis Mitterberger Schichten z.T. Konglomerat bis Breccie                                                      |
| <b>Grauwacken-Zone (Oberostalpin)</b>                                                                                                                                |                                                                                                                                                                                                                  |
|                                                                                                                                                                      | Wildschönauer Schiefer, Pinzgauer und Ennstaler Phyllit<br>Phyllit, Tonsteine, Sandstein (Grauwacke), lokal Konglomerat, Kalk u. Dolomiten, Kieselschiefer, Grünschiefer                                         |
|                                                                                                                                                                      | Schwarzer Dolomit, Spiebelgölmlong u. A. Karbonatgesteine<br>Dolomiten, daneben Kalkstein u. Kieselschiefer                                                                                                      |
|                                                                                                                                                                      | Diabas, Diabasporphyr, Grünschiefer, Tuff, Tuffit                                                                                                                                                                |
|                                                                                                                                                                      | Gabbro, Gabbroamphibolit, lokal Serpentin                                                                                                                                                                        |
|                                                                                                                                                                      | Porphyrit, Porphyroid (Blasseneisporphyroid)<br>Quarzporphyrit, Tuff, Tuffe                                                                                                                                      |
| <b>Catalpines Altkristallin</b>                                                                                                                                      |                                                                                                                                                                                                                  |
|                                                                                                                                                                      | Glimmerschiefer, Phyllit, Quarzit<br>Granit u. Sauerquarzgneise, lokal Hornblende-Granitsteine, Phyllit, Quarz u. Marmor                                                                                         |
|                                                                                                                                                                      | Orthogneis<br>Metagneis, Metagranit                                                                                                                                                                              |
| <b>Unterostalpin</b>                                                                                                                                                 |                                                                                                                                                                                                                  |
|                                                                                                                                                                      | Jura bis ? Unterkreide<br>Kalkstein, Kalkschiefer, Radiolit, Tonsteine, Sandstein, Breccie                                                                                                                       |
|                                                                                                                                                                      | Innsbrucker und Radstädter Quarzphyllit<br>Quarz und Serpentyllit, Quarz, Dolomiten, Kieselschiefer, Prasinit, Rhyolit-Rhyodazit                                                                                 |
| <b>Penninikum des Tauernfensters mit penninisch-ostalpinen Mischzone</b>                                                                                             |                                                                                                                                                                                                                  |
|                                                                                                                                                                      | Richberggneise<br>Schwarzphyllit, Quarz, Kalkmarmor, Breccie                                                                                                                                                     |
|                                                                                                                                                                      | Hochsteinkalk<br>Kalk u. teilweise Dolomitmarmor, z.T. hornsteinführend                                                                                                                                          |
|                                                                                                                                                                      | Metadiabas, Prasinit, Grünschiefer                                                                                                                                                                               |
|                                                                                                                                                                      | Bündler Schiefer<br>Kalkglimmerschiefer, Phyllit, Quarz, Metakonglomerat, Metadiabasen, Breccie, Grünschiefer, Metakalk und gabbro, Serpentin                                                                    |
|                                                                                                                                                                      | Triaskarbonatgesteine (z.T. Krimmler Trias)<br>Kalkmarmor, Metadiabasen, Rauhwaacke                                                                                                                              |
|                                                                                                                                                                      | Permoaklytische (Alpiner Verrucano, Wustkogelserie)<br>Seriit-Quarz Schiefer, Quarz, Metakonglomerat, Breccie                                                                                                    |
|                                                                                                                                                                      | Zentralgneis<br>Metagneis bis granodiorit, Metakonglomerat bis -diorit, Metasandstein                                                                                                                            |
|                                                                                                                                                                      | Altpaläozoikumserie (v.a. Habacher Serie, daneben Porphyritmetakonglomerat u.a.)<br>Schwefelschiefer bis phyllit, Glimmerschiefer, Gneis, Quarz, Sandstein, Metakonglomerat, Metakalk u. gabbro, lokal Serpentin |
| Gesteinsgrenze, Schichtgrenze,<br>Grenze zwischen Metamorphosestufen<br>Störung (Verwerfung, Überschiebung)<br>a) nachgewiesen<br>b) vermutet<br>Landesgrenze Bayern |                                                                                                                                                                                                                  |



Zurück zur Übersicht

0 5 10 20 30 40 km

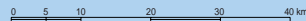
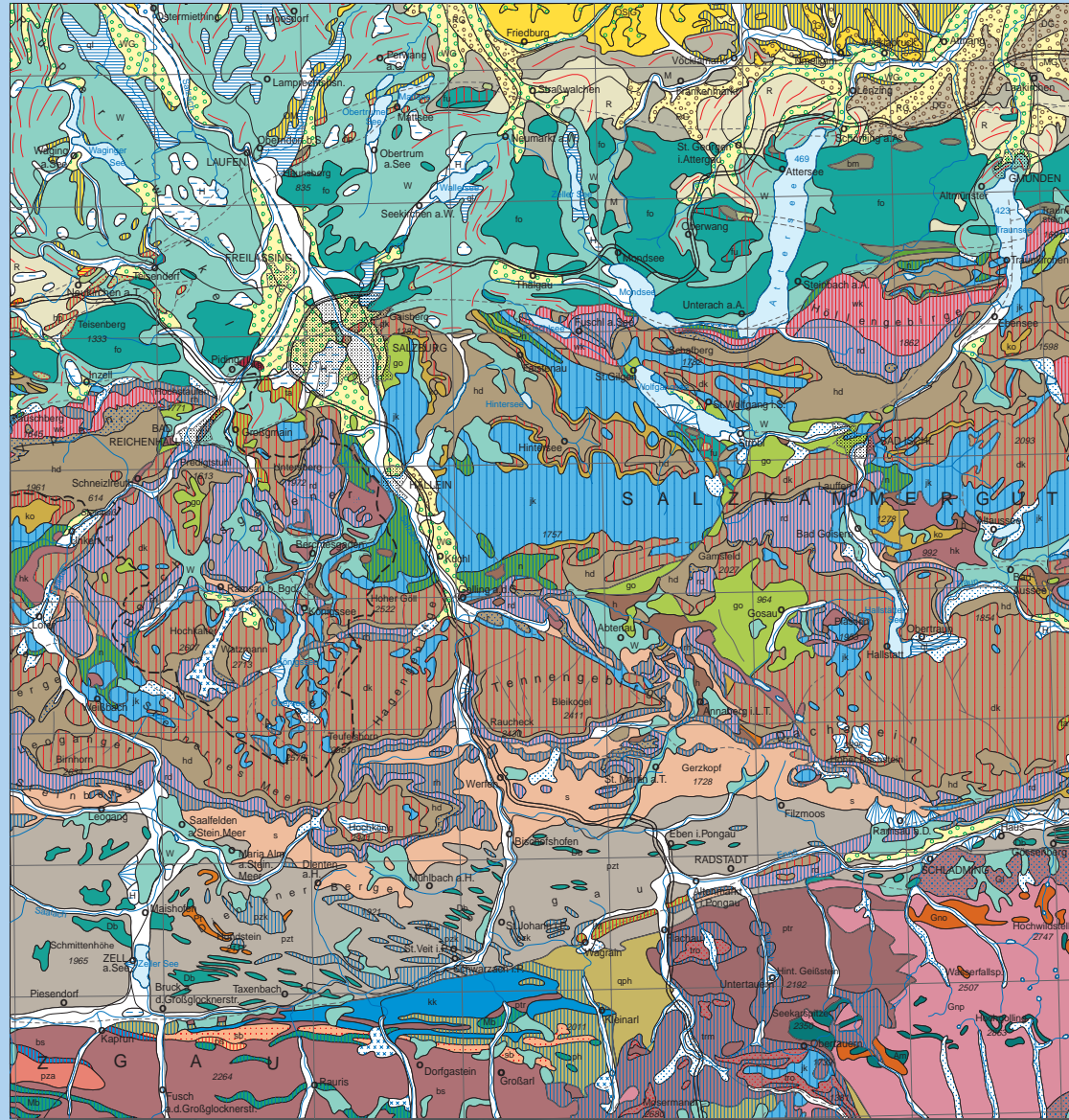
Computer-Graphik: R. Eichhorn (BayGLA), S. Brandt



# Geologische Karte von Bayern

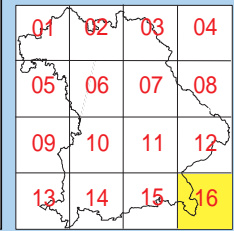
## Ausschnitt 16

GLA



- Quaternär**
- Holozän**
- Firnis, Gletscher
- a) Schwemmfächer und Schüttkegel b) Hangschutt und -lehren c) Bergsturzmasse a), b), c) z.T. auch jungpleistozän  
Schutt, z.T. Lehmg.
- Torf**
- Ablagerungen im Auenbereich, meist jungholozän, und polygenetische Tauffüllung, z.T. würmzeitlich  
Mergel, Lehm, Sand, Kies, z.T. Torf
- Schotter, al- bis mittelholozän  
Kies, Sandig
- Seeablagerungen**
- würmzeitlich bis holozän, vereinzelt auch älter  
Ton, Schluff, Mergel, Kalkschutt (Seekeise), Sand
- Schotter, würmzeitlich (Niederterasse, Spätglazialterasse; in Alpentälern auch frühwürmzeitlich mit Seeablagerungen)  
Kies, Sandig in Nordbayern auch Sand
- Jungmoräne (würmzeitlich) mit Endmoränenzügen, z.T. mit Vorstösschotter**  
Kies, Sandig bis tonreichschuttig
- a) Schotter, rifzeitlich (Hochterasse)  
b) Schotter, mindeszeitlich (längere Deckenschotter)  
Kies, Sandig, z.T. Konglomerat
- Altmoräne mit Endmoränenzügen, z.T. mit Vorstösschotter  
a) rifzeitlich b) mindeszeitlich und älter  
Kies, Sandig bis tonreichschuttig, z.T. Konglomerat
- Schotter, donau- bis günzzeitlich (Älterer Deckenschotter)  
Kies, Sandig, z.T. Konglomerat
- Schotter, pliozän bis älterpleistozän, z.T. älterpleistozän, ungegliedert (Urdonau, Urmain, Umbau u.a.)  
Kies, Sandig (Restschotter)
- MOLASSEBECKEN UND ALPEN**
- Oberer Süßwassermolasse, ungegliedert  
Ton, Schluff, Mergel, Sand, im E auch Kies, abwechselnd als Festgestein
- Oberer Süßwassermolasse, kiesführend; jüngerer Teil
- Oberer Meeresmolasse, im E mit Oberer Brackwassermolasse  
Ton, Schluff, Mergel, Sand, abwechselnd als Festgestein, mit Konglomerat
- Untere Meeresmolasse, jüngerer Teil, mit Unterer Brackwassermolasse  
Ton, Schluff, Mergel u. Sandstein, bereichsweise Konglomerat
- Inneralpine Molasse  
Ton, Schluff, Mergel u. Sandstein, bereichsweise Konglomerat, lokal Kohle
- Helvetikum**
- Dreilagenerie bis Globigerinemergel  
Mergel u. Sandstein, Glimmermergel u. Rostgeröllkalkein (z.T. mit Braunesmergel)
- Sewer Kalk bis Hachauer Schichten  
Mergel u. Kalkstein, abschnittsweise Sandstein
- Palfrinschichten bis Drabergschichten (z.T. auch bis Schrantenkalk und Ganschella-Formation)  
Kalkstein, z.T. Leinwand, Mergelstein, z.T. Sandstein
- Schuppenzone, Ultrahelvetikum, Feuerstätter und Rhodanubischer Flysch, Unterenggosschichten, Klippe v. Grabs
- Schuppenzone aus Gesteinen des Helvetikums, Ultrahelvetikums, Feuerstätter Fly., "Südrhodanubischer u. Rhodanubischer Fly."  
Ton, Schluff, Mergel u. Sandstein, vereinzelt Konglomerat, Kalkstein
- Buntmergelerde (Ultrahelvetikum), mit lokal "Südrhodanubischer" und Grestener Kippenzone  
Mergel, Ton, Schluff u. Sandstein, Konglomerat, Kalkstein, Radstadt, Kohle
- Rhodanubischer Flysch; Untere Burte Mergel bzw. Oterschwanger Schichten bis Anhering-Formation  
Ton, Schluff, Mergel u. Sandstein, lokal Konglomerat, Kalkstein
- Rhodanubischer Flysch; Trietalschichten bis Quarzserie  
Ton, Schluff u. Sandstein, Kalkstein
- Waisenbergserie, Arosa-Zone  
a) Waisenbergserie (Kriede)  
Ton, Schluff, Mergel u. Sandstein b) mit Konglomerat, Breccie, Kalk u. Dolomiten, Radstadt, basischen Vulkaniten, Metamorphiten
- Nördliche Kalkalpen (Oberostalpin)
- Alttertiär des Beckens von Reichenhall  
Ton, Schluff, Mergel u. Sandstein, lokal Konglomerat, Kalkstein, z.T. hornst. Sand
- Gosau**  
Mergel u. Sandstein, Konglomerat, Breccie (z.T. Megabreccie)
- Loosensteiner Schichten, Brandfleckschichten, Lechtaler Kreideschiefer  
Ton, Schluff, Mergel u. Sandstein, Konglomerat, Breccie (z.T. Megabreccie)
- Schrambachschichten, Rotfeldschichten, Tannheimer Schichten  
Kalkstein, Ton, Schluff, Mergel u. Sandstein, Konglomerat, Breccie
- Liabasskalk bis Ammergau Schichten  
Kalkstein, z.T. knollig-fassig, z.T. kieselig, Mergelstein, Radstadt, lokal Konglomerat und Breccie
- Halastal Kalk, Pötschenkalk, Pedatschichten  
Kalkstein, z.T. hornst. Breccie, bereichsweise Dolomiten
- Oberalkalk Kalkstein, lokal Dolomiten  
Kössener Schichten Mergel u. Kalkstein, lokal Ton u. Schluffstein  
Ziambachmergel kalk u. Mergelstein
- Dachsteinkalk**  
Kalkstein, bereichsweise Dolomiten
- Plattenkalk**  
Kalk u. Dolomiten, lokal Mergelstein
- Hauptdolomit, östlich der Saalach auch karisch-norischer Dolomit und Dachsteindolomit**  
Dolomiten, lokal Ton u. Schluffstein, Mergelmergel, Konglomerat, Breccie, Kalkstein
- Rabler Schichten bis Carinthaschichten**  
Ton, Schluff, Mergel u. Sandstein, Kalk u. Dolomiten, Rauhwacke, Gips

- Ramsaukalk, Wettersteindolomit  
Dolomiten, lokal Kalkstein
- Wettersteinkalk  
Kalkstein (lokal mit Blei-Zink-Erz), bereichsweise Dolomiten
- Reichenhaller Schichten, im E mit Gudensteiner Schichten  
Kalk u. Dolomiten, Sandstein, Breccie
- Werfener Schichten Ton, Schluff u. Sandstein, im oberen Abschnitt Kalkstein  
Buntsandstein  
Alpiner Verrucano bis Mitterberger Schichten Ton, Schluff u. Sandstein, Kalk u. Dolomiten, Karstschiefer, Gipschiefer
- Hasselgebirge  
Anhydrit, Gips, Selenit, Ton u. Dolomiten
- Grauwacken-Zone (Oberostalpin)**  
Wildschöner Schiefer, Pinzgauer und Ernstaler Phyllit  
Phyllit, Tonsteiner, Sandstein (Grauwacke), lokal Konglomerat, Kalk u. Dolomiten, Karstschiefer, Gipschiefer
- Schwarzer Dolomit, Spielbergdolomit u. A. Karbonatgesteine  
Dolomiten, daneben Kalkstein u. Karstschiefer
- Diabas, Diabasporphyr, Grünschiefer, Tuff, Tuffit**
- Porphyrit, Porphyrid (Blasenerporphyroid)  
Quarzporphyrit, Tuff, Tuffit
- Ostalpinen Altkrystallin  
Glimmerschiefer, Phyllit, Quarzit  
Granit u. Sauerthümmergesteine, lokal Hornblende-Granit, Phyllit, Quarz u. Marmor
- Pangraies  
mergelscher Pangraies, Hornblende-Granit, lokal Amphibolit u. Serpentin
- Orthogneis  
Metagrit, Metagranodiorit
- Amphibolit
- Unterostalpin**
- Jura- bis Unterkreidese  
Kalkstein, Kalkschiefer, Radstadt, Tonsteiner, Sandstein, Breccie
- Rabler Schichten bis Oberalkalk  
Dolomit u. Kalkstein, Rauhwacke, Tonsteiner, Sandstein, lokal Breccie
- Reichenhaller Schichten bis Wettersteindolomit/Parnachschichten  
Dolomit u. Kalkstein, z.T. hornst. Breccie, lokal Tonsteiner u. Breccie
- Alpiner Verrucano, Lantschfeldquarzit  
Ankersandstein, Quarz, Serpentschiefer
- Innsbrucker und Radstädter Quarzphyllit  
Quarz- und Serpentschiefer, Quarz, Dolomiten, Kieselschiefer, Prasinit, Phyllit-Rhyolit
- Penninikum des Tauernfensters mit penninisch-unterostalpinischer Mischzone  
Sandstein-Breccien-Folge  
Tonsteiner, Phyllit, Quarz, Metaareale, Breccie, lokal Konglomerat
- Dunkler Phyllit  
Schwarz u. Chloritphyllit
- Klammkalk  
Kalk u. Dolomiten, lokal Rauhwacke, Quarz
- Metadiabas, Prasinit, Grünschiefer
- Bündner Schiefer  
Kalkmergelsteine, Phyllit, Quarz, Metareale, Kalkmergel, Metadiabolen  
Breccie, Grünschiefer, Metabasalt und -gabbro, Serpentin
- Triaskarbonatgesteine (z. T. Rimmerer Trias)  
Kalkmergel, Metadiabolen, Sandstein
- Permokarstgesteine (Alpiner Verrucano, Wustkogelserie)  
Serpent-Quarzit-Schiefer, Quarz, Metareale, Breccie
- Altpaläozöen (v.a. Habachserie, daneben Porphyrymetakonglomerat u.a.)  
Schiefersteine bis phyllit, Glimmerschiefer, Quarz, Quarz, saure Metakonglomerate, Metabasalt u. -gabbro, lokal Serpentin
- Gesteinsgrenzen, Schichtgrenzen,  
Grenzen zwischen Metamorphosezonen-Bereichen
- Störung (Verwerfung, Überschiebung)  
a) nachgewiesen  
b) vermutet
- Landesgrenze Bayern

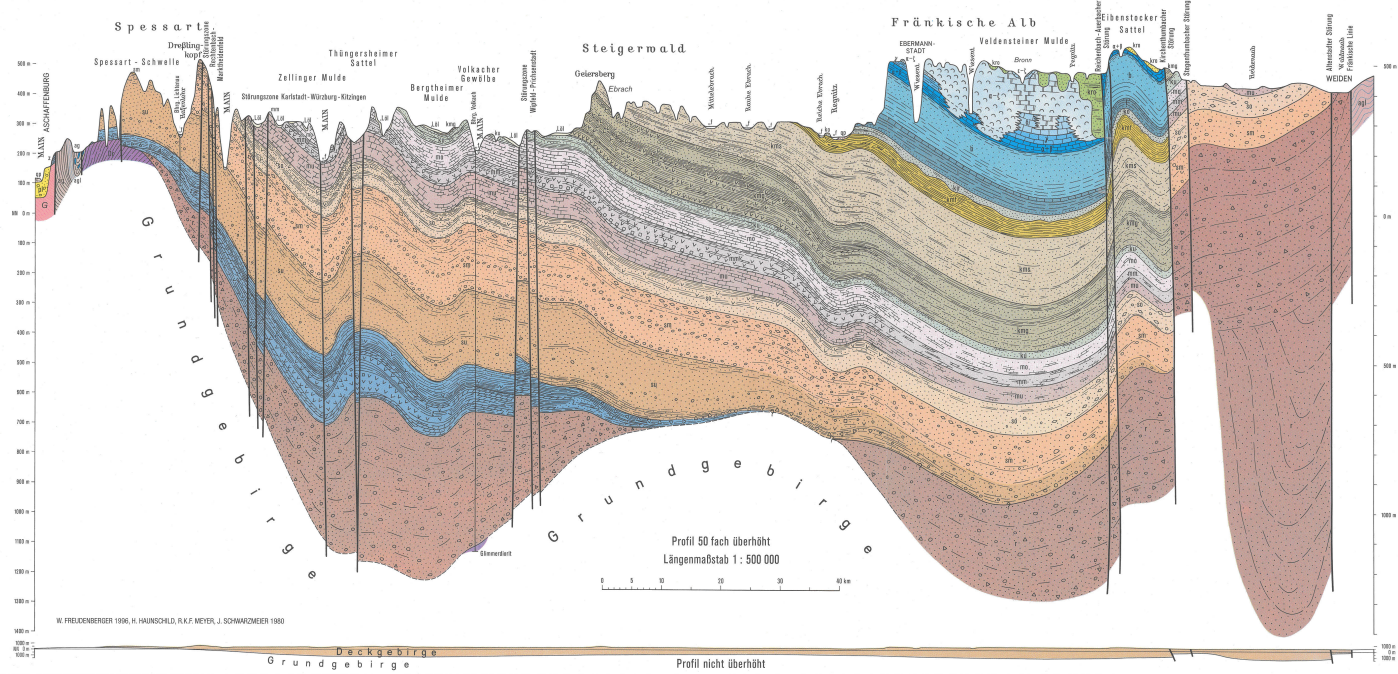
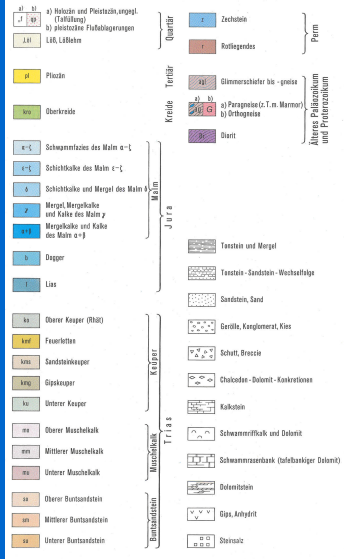


Zurück zur Übersicht

# Beilage 1: Geologischer Schnitt durch das Deckgebirge

Beilage 1 zu den Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500000

## Geologischer Schnitt durch das Deckgebirge von Nordbayern zwischen Aschaffenburg und Weiden



Geologische Karte von Bayern





# Beilage 2a: Blockbild der Südlichen Frankenalb

Beilage 2 zu den Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500000

## Blockbild der Südlichen Frankenalb

In der Südhälfte Rekonstruktion des submarinen Reliefs zur Zeit des unteren Malm Zeta mit Aufteilung in Wannen- und Riffgebiete (höherer Malm Zeta und postjurassische Ablagerungen abgedeckt). Nördlich der Erosionsgrenze wird das durch Abtragung entstandene heutige Relief dargestellt.

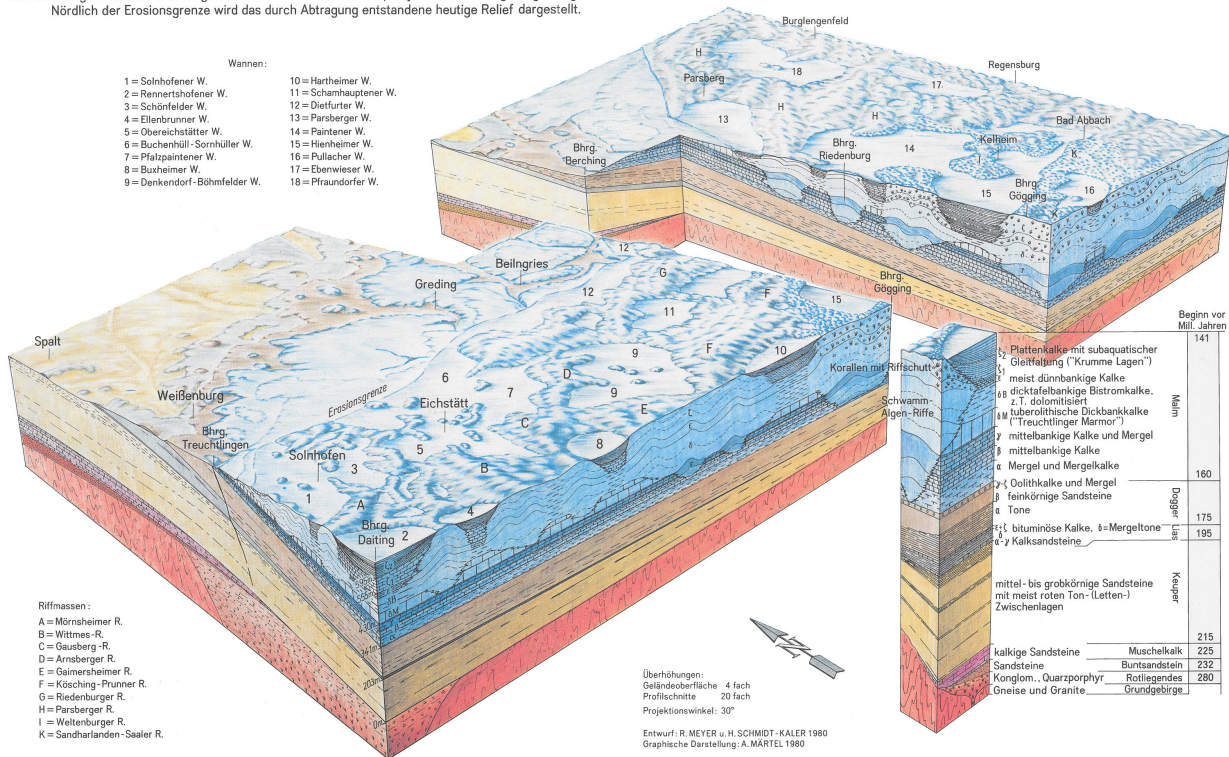


Fig.1



# Beilage 2b: Das Süddeutsche Oberjura-Meer

## Das süddeutsche Oberjura-Meer zur Zeit der Bildung der Solnhofener Plattenkalke (Malm Zeta 2) (Im Schnitt der Aufbau der vorher abgelagerten Gesteine des Weißjura)

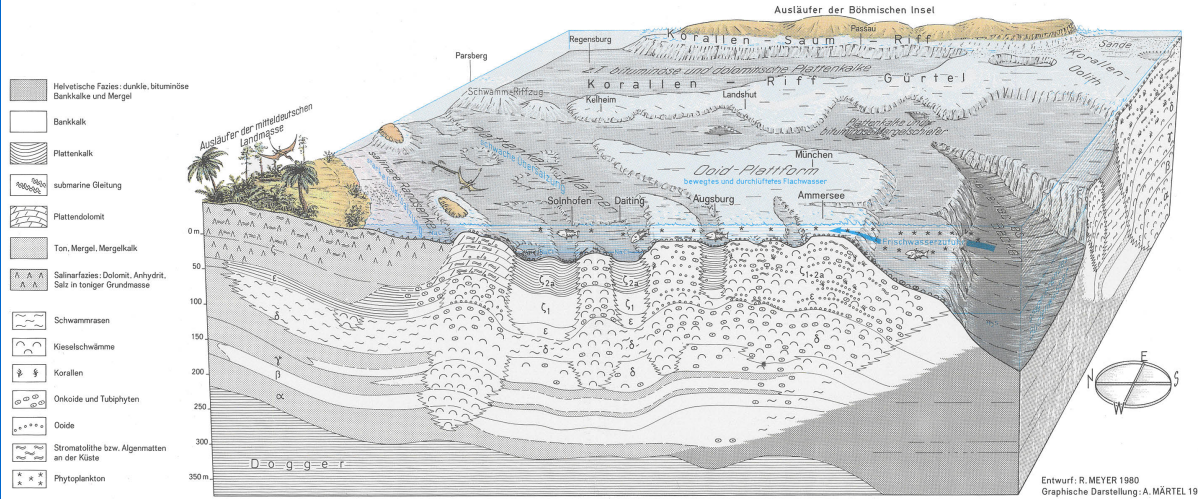


Fig. 2

In das weit ausgedehnte flache Schelfmeer schiebt sich von Nordwesten eine z.T. wohl in Inseln aufgelöste Landspitze vor (Ausläufer des Mitteldeutschen Festlandes). Sie ist bei trockenheißem Klima nur schütter von kieferartigen Araukarien sowie baumgroßen Palm- und Samenfarne bewachsen und von Insekten, Land- und Flugsauriern sowie dem Urvogel belebt. Davor dehnt sich wohl ein breites Salzwatt mit Salzsträuchern aus, das langsam in die salinare Randsenke übergeht. Träge Bäche des Festlandes schwemmen Schlamm, abgestorbene Pflanzen und Landtiere in die Senke. Durch schwache Meeresströmungen trafen die von Salz teilweise konservierten Lebewesen zwischen kleinen Inseln hindurch in die 10er bis 100 km entfernten „tiefen Lagunen“ der Südlichen Frankenalb und geben uns dort heute Zeugnis von den bereits abgetragenen Küstenlandstrichen. In den Wannen zwischen den Schwammriffen sammelt sich bei ruhiger See etwas salzreicheres Bodenwasser und läßt die Meerestiere (Fische, Reptilien, Krebse, Seeigel, Ammoniten usw.) absterben. Kugelige Blaualgen vermehren sich dagegen am Boden besonders stark und fördern die Plattenkalkbildung. Stürme bringen aber immer wieder Frischwasser mit Fauna über die flache Plattform im Süden, die Kalkbildung geht zurück, der

von Norden kommende Ton bildet die Mergelfäulen. An den Wannenrändern gleiten hin und wieder frisch abgelagerte und noch nicht verfestigte Schichtpakete ab; sie bilden die z.T. stark verfallenen „Krummen Lagen“. Von der Donau bis südlich München dehnt sich eine Flachwasserplattform mit nur kleinen Wannenzügen aus. Bei bewegtem Wasser werden die Kieselschwämme immer wieder von Stromatolithen überwachsen und durch konzentrisch gebaute Algenkugeln (Ooide) eingedeckt. Nur an den Wannenrändern treten Korallenkolonien auf. Diese Flachwasserbedingungen bestehen seit dem Malm Epsilon. Auf einem langgestreckten, seit dem Erdmittelalter wirksamen Rücken (Landshut - Neuöttinger Hoch mit Verlängerung über Parsberg hinaus) tritt diese Verflachung dagegen schon früher, d.h. im unteren Malm Delta auf. Zugleich setzt hier das Korallenwachstum ein und dauert im Süden bis zum Ende des Malm an. Der Korallenriffgürtel ist im Norden noch durch eine Plattenkalklagune von der Böhmisches Insel getrennt. Im Süden vereinigt er sich jedoch mit dem Korallensaumriff zu einer größeren Korallen-Oolith-Plattform. Das im Süden (rechts) dargestellte tiefe helvetische Becken mit dunklen bituminösen Kalken liegt in Bayern bereits unter den Alpen.

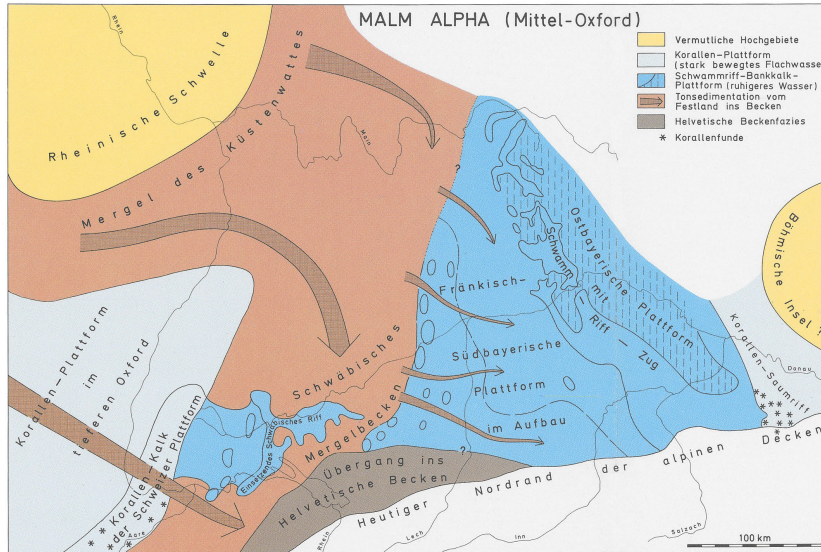
**Geologische Karte  
 von Bayern**





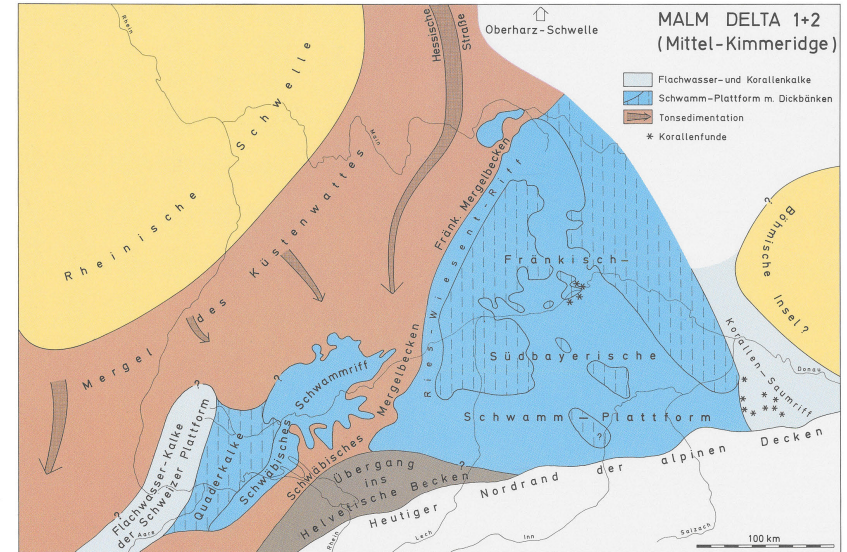
# Beilage 3a: Malm Alpha und Malm Delta 1 + 2

Beilage 3 zu den Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500000



## 1. Malm Alpha (Mittel-Oxford)

Im Laufe des Malm Alpha baut sich im Westen, südlich der Rheinischen Schwelle, eine 180 km breite Flachwasser-Plattform auf, deren östlicher Korallenriff-Saum sich von Basel bis an die Aare ins Schwäbische Mergelbecken vorschiebt. Im höchsten Malm Alpha führt der starke Tontransport über die Plattform zum Absterben der Korallenriffe mit Ausnahme des östlichsten Randes. Auf einem etwas tieferen Ausläufer dieses Saumes siedeln die ersten Schwammriffe im Schwäbischen Becken und bauen allmählich das Schwäbische Riffgebiet auf. Da nördlich des Riffzuges ebenfalls sehr hohe Mergelmächtigkeiten auftreten, ist auch mit einer direkten Tonanlieferung von der Rheinischen Schwelle zu rechnen. Östlich des Mergelbeckens folgt das Dreieck der sich allmählich aufbauenden, tieferen Fränkisch-Südbayerischen Plattform. Ihr Westteil wird noch stark von den Tonsedimenten des Schwäbischen Beckens beeinflusst und zeigt deshalb nur geringe Schwammbelegung. Erst im mergelarmen Ostteil kann sich ein durchgehender Schwammriff-Zug ausbilden. Jenseits davon, von Straubing nach Südosten, setzt die Schwammrasen-Fazies schon an der Malm-Basis in der Glaukonitbank ein und wird dann bald von undeutlich dickbankigem Kieselnerenkalk abgelöst. Erst kurz vor der Böhmisches Insel beginnt die Flachwasser-Fazies mit Korallen-Oolithen schon knapp über der Dogger-Malm-Grenze.

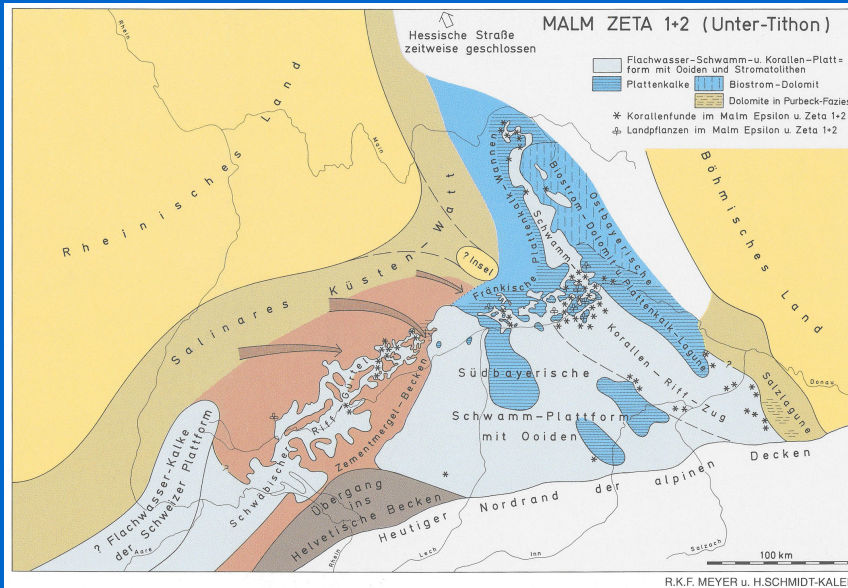


## 2. Malm Delta 1 + 2 (Mittel-Kimmeridge)

Im Westen hat sich die Rheinische Schwelle vermutlich etwas ausgedehnt. Südlich davon kann der fast vollständig erodierte Nordteil der Schweizer Plattform nur vermutet werden. Erhalten sind jedoch östlich davon die Quaderkalk, die wohl den geschützten Bereich zwischen Flachwasser-Plattform und Schwäbischem Schwammriff-Gebiet einnehmen. Dieses hat sich nun gegenüber dem Malm Alpha kräftig nach Osten ausgedehnt und läßt nur noch ein schmales Mergelbecken vor der Fränkisch-Südbayerischen Plattform frei. Da im Fränkischen Mergelbecken am Obermain die mergelreichsten Profile ausgebildet sind, dürfte der Haupttontransport nun durch die Hessische Straße von Norden her erfolgt sein. Die Fränkisch-Südbayerische Schwamm-Plattform ist nun voll entwickelt und durch das Ries-Wiesent-Riff im Westen scharf gegen die Mergelbecken abgegrenzt. Zwischen den Riffen der Plattform wachsen ausgedehnte Schwammrasen-Bänke (Treuchtlinger Marmor); ähnliche, vielfach dolomitisierte, Hornsteinreiche Dickbänke begleiten den Ostrand der Plattform. Vor der Böhmisches Insel findet sich wieder ein mindestens 30 km breiter Saum aus Korallenschutt-Kalken und -Dolomiten. Einzelne Korallen sind auch weiter westlich bis in den Kelheimer Raum nachgewiesen.



# Beilage 3b: Malm Zeta 1 + 2



### 3. Malm Zeta 1 + 2 (Unter-Tithon)

Der Höhepunkt der Schwamm-Entwicklung liegt im höchsten Malm Delta mit einer durchgehenden Schwamm-Plattform zwischen Rheinischem und Böhmischem Land. Ooide und Stromatolithe zeigen die Verflachung der Plattform an. Mit dem Malm Epsilon beginnt der Zerfall der Schwamm-Plattform durch Anlage interner Schichtfazies-Bereiche. Im unteren Malm Zeta weiten sich diese Bereiche zu größeren Plattenkalk-Wannen und zum zergliederten Zementmergel-Becken aus. Insgesamt wird jedoch der Sedimentationsraum durch Ausdehnung der Festländer eingeeengt, die Verbindung nach Norden z. T. schon unterbrochen. Der Fränkische Plattenkalk-Bereich ist durch die Ries-Schwammriff-Barriere und eventuelle Inseln nach Westen weitgehend abgeschirmt; nur in den westlichen Wannen um Solnhofen sind noch stärkere Mergelfäulen entwickelt. Auch nach Süden bildet die noch geschlossene Flachwasser-Schwamm-Plattform (mit Ooiden) eine gute Abschirmung. Das absterbende Schwäbische Schwamm-Gebiet wird ebenso von Korallen besiedelt wie der Schwamm-Riffzug im Ostteil der Fränkischen Plattform. Auf der Südbayerischen Plattform setzen sich die Korallen erst im höheren Malm durch. An ihrem Ostrand liegt hinter dem Korallen-Riffzug eine Plattenkalk-Lagune, die nach Südosten zunehmende Übersalzung zeigt. In ihr wurden vor dem auftauchenden Böhmischem Land feingeschichtete Dolomite und Dolomit-Breccien (Purbeck-Fazies) gebildet. Eventuell setzt diese Fazies vereinzelt schon im Malm Delta ein. Westlich des Landshuter Korallen-Riffzuges beginnt die salinare Purbeck-Fazies wahrscheinlich erst in der Wende Jura/Kreide (Berrias).

Geologische Karte  
von Bayern

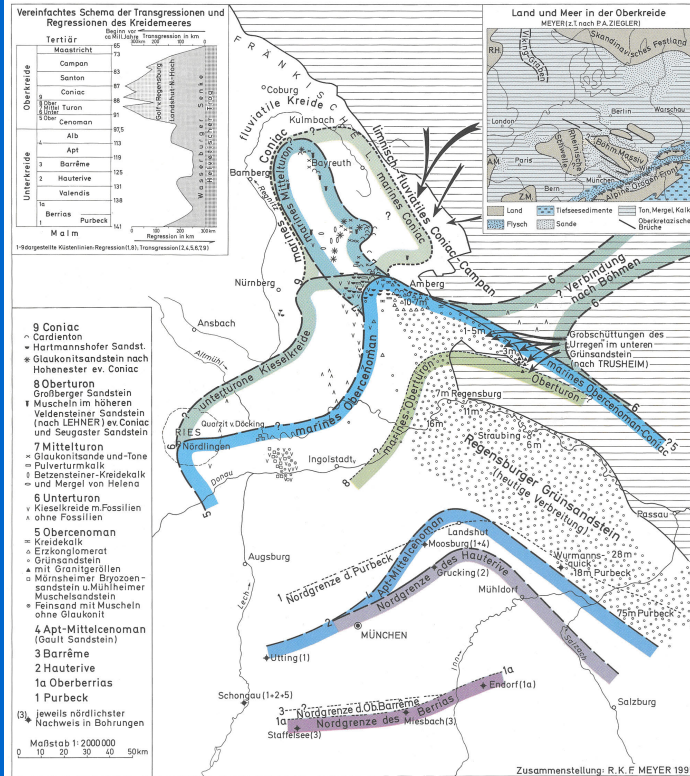




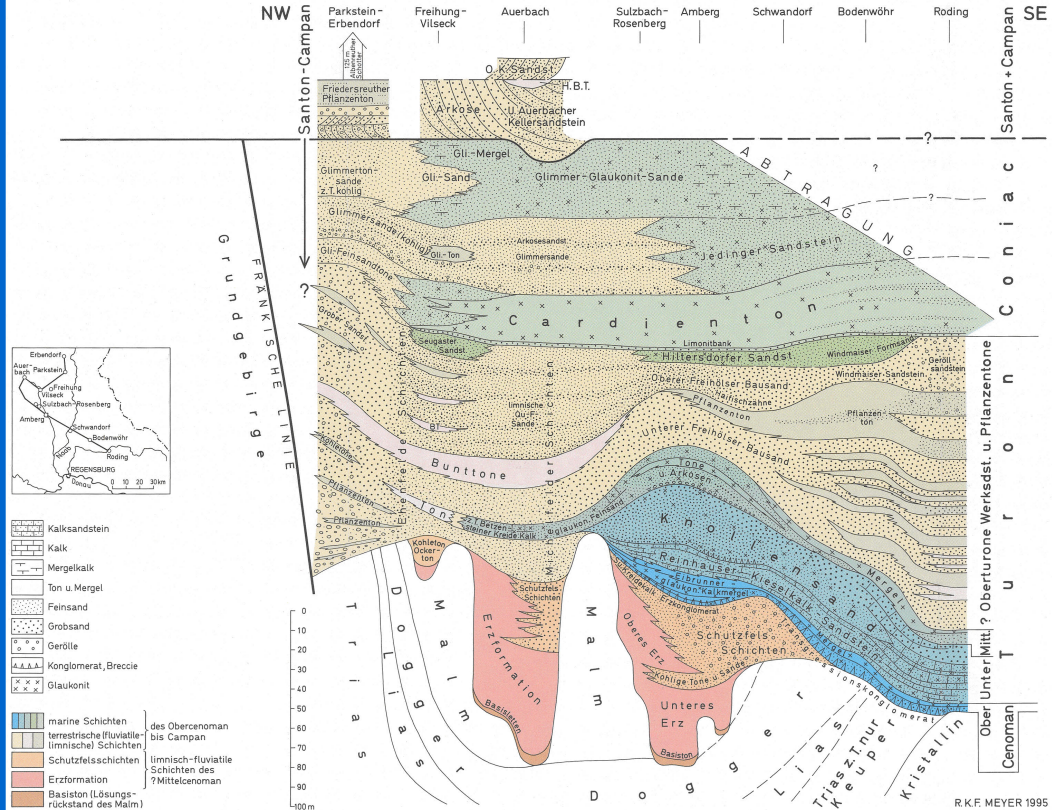
# Beilage 4: Kreide

Beilage 4 zu den Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500000

## Rekonstruktion der Vorstoßetappen des Kreidemeeres nach heutigen Funden



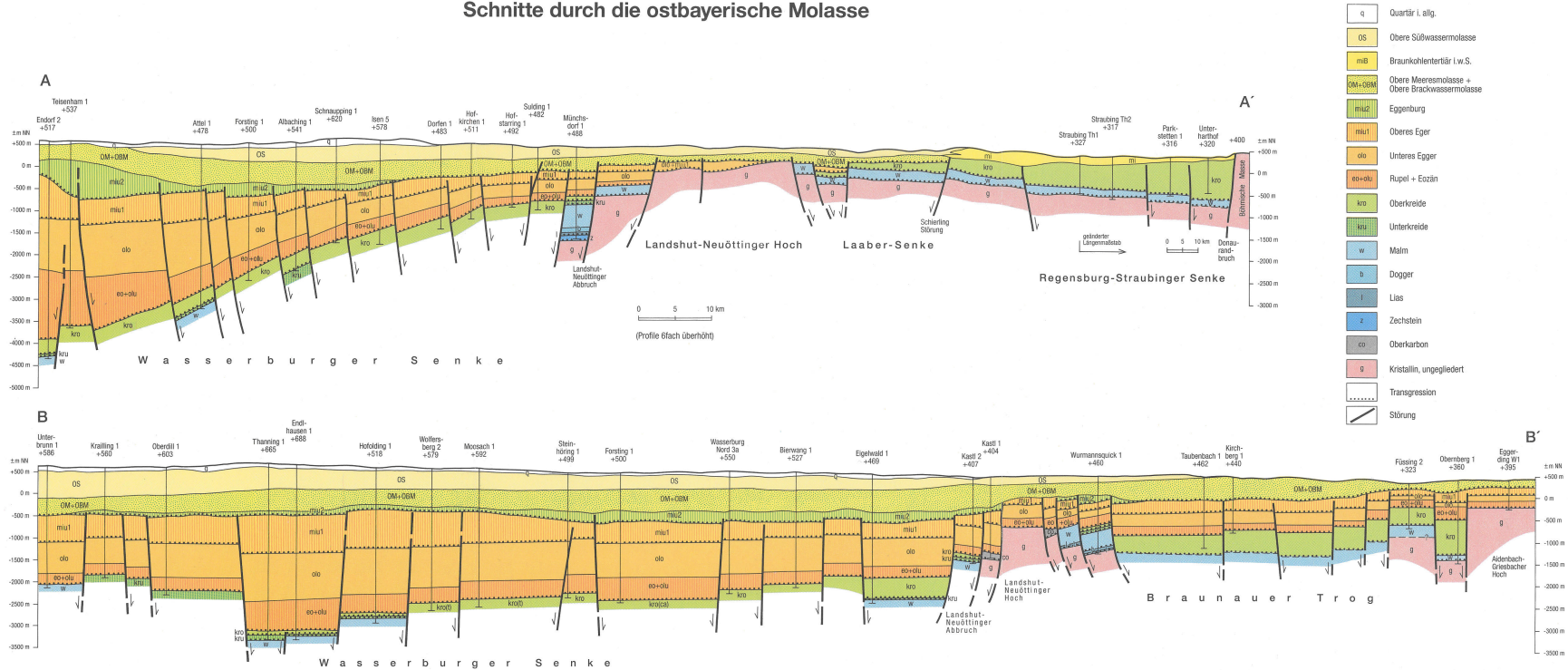
## Fazies-Schema der ostbayerischen Kreide



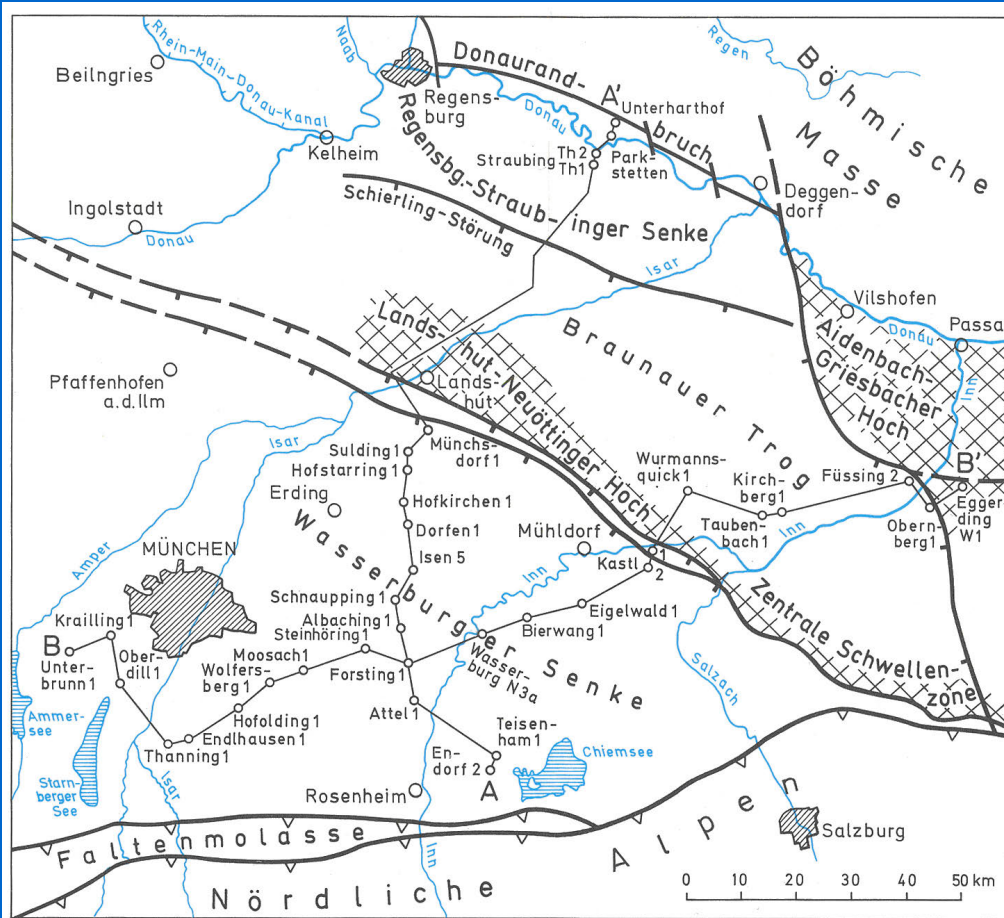
# Beilage 5a: Schnitte durch die ostbayerische Molasse

Beilage 5 zu den Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500000

## Schnitte durch die ostbayerische Molasse



# Beilage 5b: Tektonische Übersicht im ostbayer. Molassebecken



Tektonische Übersicht im ostbayerischen Molassebecken  
 mit Lage der Profile A-A' und B-B'

H.J. UNGER 6/1994

Geologische Karte  
 von Bayern

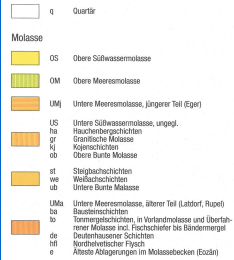




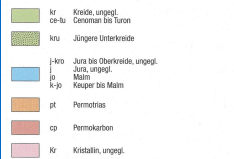
# Beilage 6: Alpenprofile

Beilage 6 zu den Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500000

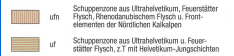
## Alpenprofile



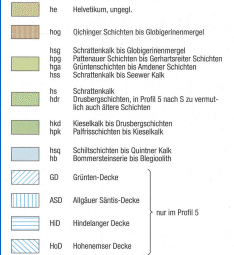
### Vortertiärer Untergrund der Molasse



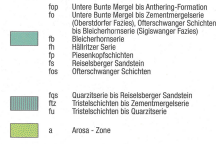
### Schuppenzone



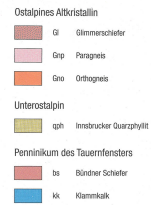
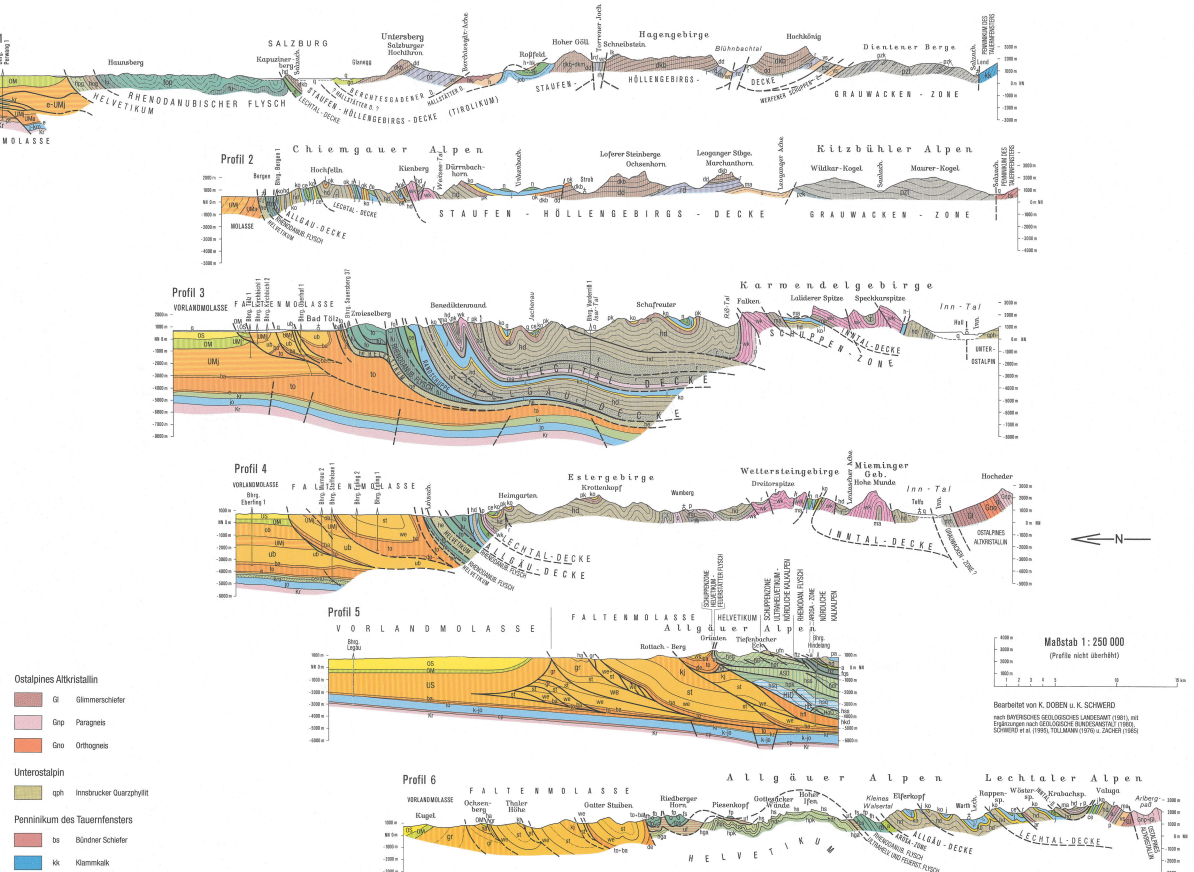
### Helvetikum, Ultrahelvetikum, Feuerstätter Flysch



### Rhodanubischer Flysch und Arosa-Zone

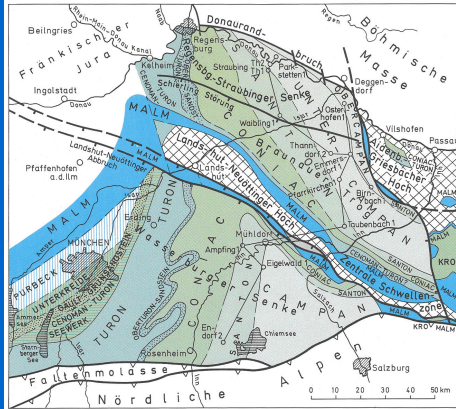


### Nördliche Kalkalpen

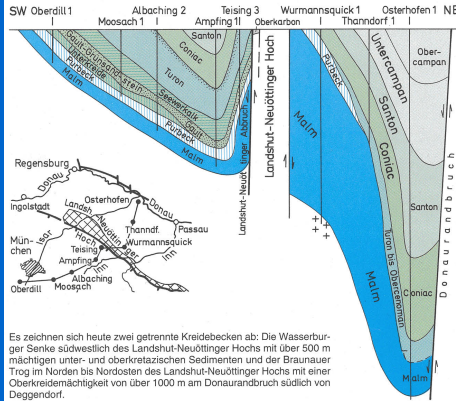


# Beilage 7: Der prätertiäre Molasseuntergrund

Beilage 7 zu den Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500000

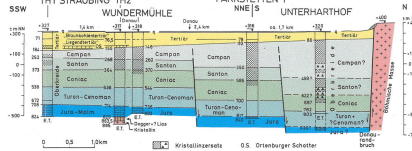
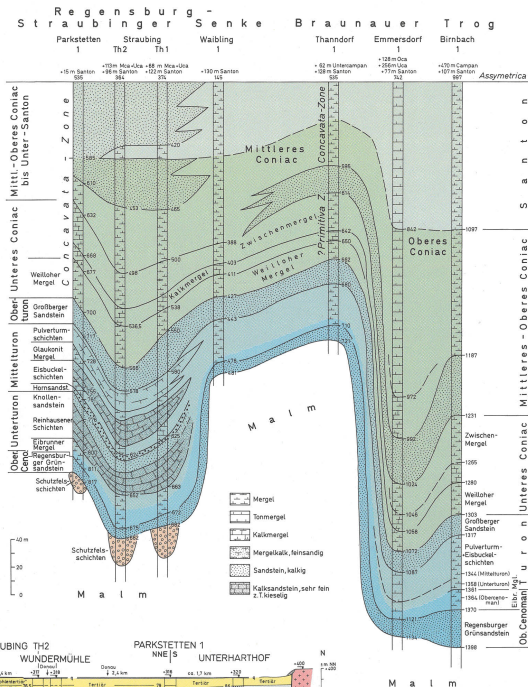


Abgedeckte Karte des prätertiären Molasseuntergrundes mit Lage der Profile.



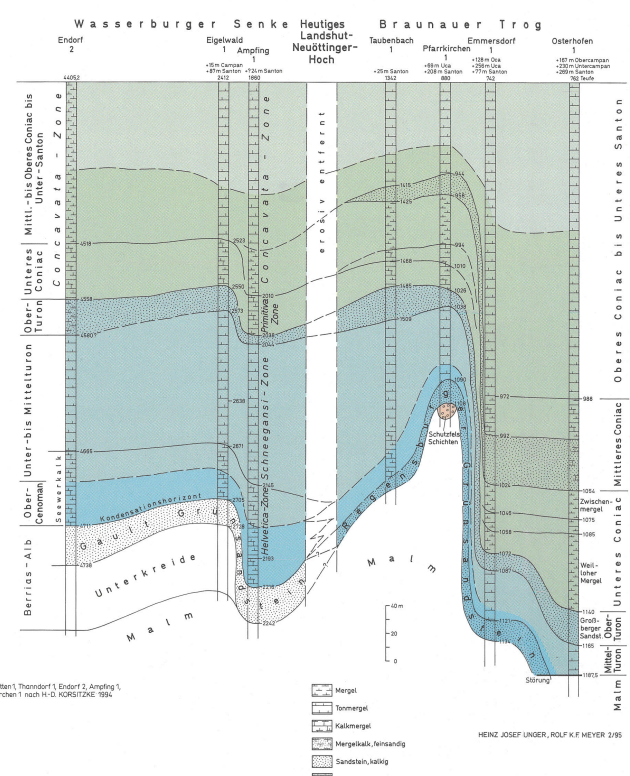
Es zeichnen sich heute zwei getrennte Kreidebecken ab: Die Wasserburger Senke südwestlich des Landshut-Neutöttinger Hochs mit über 500 m mächtigen unter- und oberkreidatischen Sedimenten und der Braunauer Trog im Norden bis Nordosten des Landshut-Neutöttinger Hochs mit einer Oberkreidemächtigkeit von über 1000 m am Donaurandbruch südlich von Deggendorf.

## Profil Parkstetten 1 - Birnbach 1



Geologisches Profil Straubing Th1 - Unterharthof. Kristallinzersatz O.S. Osterberger Schiefer. unterschiedlicher Weite und Mächtigkeit von der Böhmisches Masse nach Süden zwischen dem Coniac bis Campan.

## Profil Endorf 2 - Osterhofen 1



Bohrungen Parkstetten 1, Thandorf 1, Endorf 2, Ampfing 1, Pfarrkirchen 1 nach H.-D. KÖRSTINGE, 1994.

HEINZ JOSEF UNGER, ROLF K.F. MEYER 2/195





# Beilage 8: Tektonische Karte von Bayern

Beilage 8 zu den Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000

## Tektonische Karte von Bayern 1:1000 000



- Grundgebirgsregion**
- Grundgebirgsregion
  - Verwerfung, Scherzone
  - Überschiebung, Deckengrenze
  - Störung allgemein
  - Grenze zwischen metamorphen Hauptzonen innerhalb des Molassekums s.str. und Bohemikums
  - RB Rotliegendebetten
- Saxothuringikum**
- BF Bayerische Fazies
- Moldanubische Region**
- BG Bad Neukirchner Gneiss
  - EGZ Ebnendorfer Grünsteinfazies
  - WA Weizsäcker-Abfolge
  - ZTM Zone Tirschenreuth-Mähring
- Deckgebirge nördlich der Donau und Molassebecken**
- Deckgebirge nördlich der Donau } Süddeutsche Großscholle
  - Molassebecken
  - ungelagerte Nordgrazie ehemals geschlossener Molasseverbreitung
  - Störungszone, hauptsächlich Abschiebung, im Oberrhein-Naß-Struchtolerant auch Aufschübung
  - CHS Crauchen-Kirchertumbacher Störungszone
  - FS Freyburger Störungszone
  - FSS Frankenberg-Steigenhumbacher Störungszone
  - KHS Kieselring-Haßfurtler Störungszone
  - KKS Karstadt-Würzburg-Kitzinger Störungszone
  - KS Kulmbacher Störungszone
  - LS Leitenfelder Störungszone
  - SAS Salzach-Amberger Störungszone
  - WPS Wipfeld-Pichsenstadt-Störungszone
- Alpen**
- Alpen
  - Überschiebung, Deckengrenze
  - Störungssystem, hauptsächlich Scharverschiebung, teilweise mit Überschiebungs- oder Abschiebungskomponente
  - Grenze zwischen Paläozoikum der Grauwackenzone und Basalten der Nördlichen Kalkalpen
  - IL Internal-Störungssystem
  - KTS Königsee-Traunsee-Störungssystem
- Helvetikum-Arcata-Zone**
- A Arcata-Zone
  - BM Buntmergelserie (Ultraschmelze, zum Teil mit Helvetikum und "Südrhelvetikum")
  - F Rhododendritischer Flysch
  - H Helvetikum, zum Teil mit Ultraschmelze
  - HF Schuppenzone und Klippen von Helvetikum, Ultraschmelze und verschiedenen Flysch (Faverrallter Flysch, Unterruggerochern, "Südrhelvetikum", Rhododendritischer Flysch)
  - WS Wasserbergserie
- Nördliche Kalkalpen-Grauwacken-Zone**
- AD Allgäu-Decke, am Nordrand zum Teil mit Randschuppe
  - BD Berchtesgauer Decke (Hochparakum)
  - FZ Falkensenzug der Lechtal-Decke, am Westende mit Fortschuppen der Allgäu-Decke
  - GZ Grauwacken-Zone
  - HD Hallstätter Decke (Tiefparakum)
  - ID Inntal-Decke
  - KGs Kainzergebirge-Scholle
  - KS Krasnach-Scholle
  - LD Lechtal-Decke
  - LS Larzern-Scholle
  - RD Rechneringer Decke
  - RS Randschuppe
  - SD Saualpen-Höllengebirgs-Decke (Troilikum)
  - VD Vilsener Decke, mit Elementen der Allgäu-Decke
- Ostalpinen Atkristallin-Pennikum des Tauernfensters**
- IQ Insubrischer Quarzphyllit
  - KG Kelferjohrgneis und deckentektonische Äquivalente
  - OK Ötztalkristallin
  - P Pennikum des Tauernfensters mit penninisch-untersubalpinen Mischzone
  - SK Atkristallin der Schladinger Tauern
- 0 10 20 30 40 50 km

Geologische Karte  
von Bayern

