

III.4. Die Molassezone und deren Untergrund

von Otto MALZER, Fred RÖGL, Peter SEIFERT, Ludwig WAGNER, Godfrid WESSELY & Friedrich BRIX

III.4.1. Einleitung

Entlang des Nordrandes des Alpen- und Karpatenbogens erstreckt sich von der Schweiz bis Mähren eine geologische, weitgehend dem Alpenvorland entsprechende Zone, die Molassezone genannt wird. Der Begriff Molasse stammt vom lateinischen *molare* = zermahlen und bezeichnet im Französischen einen lockeren Sandstein. Als geologischer Formationsbegriff wird er zu Beginn des 19. Jahrhunderts in der Schweiz eingeführt und bezeichnet Sandsteine und Nagelfluh des Alpenvorlandes zwischen Luzern und Bern. Heute versteht man unter „Molasse“ allgemein Gesteine, die bei der Abtragung rasch aufsteigender Gebirge entstehen, unabhängig von der Ablagerung im Meer, Süßwasser oder auf dem Festland und auch unabhängig von der geologischen Zeit.

Als Erdöl- und Erdgasprovinz ist im österreichischen Anteil der Molassezone das Gebiet zwischen Salzach/Inn und

Enns im Westen und zwischen Donau und Thaya im nordöstlichen Niederösterreich von Bedeutung. Mit dem geologischen Aufbau dieses Bereiches werden wir uns eingehender beschäftigen und versuchen, die geologischen Voraussetzungen darzulegen, die zur Bildung und Ansammlung von KW geführt haben. Die entsprechenden erdölgeologischen Gegebenheiten der Molassezone und des Molasseuntergrundes sind im Hauptkapitel III.4.4. zu finden. In der Molassezone Salzburgs, Ober- und Niederösterreichs sind in verschiedener Häufigkeit KW-Lagerstätten erschlossen worden. Auch im Autochthonen Mesozoikum unter der Molassezone konnten Lagerstätten in Ober- und Niederösterreich entdeckt werden. Die bisherigen Untersuchungen in Vorarlbergs Molassezone fanden dagegen keine wirtschaftlich verwertbaren Vorkommen. Einen Überblick über Relief und Tektonik des Untergrundes geben die Beilagen 5, 6, 8, 14.

III.4.2. Geologischer Überblick

Der Zusammenstoß der Kontinentalplatten von Afrika, Europa und Asien führte im ausgehenden Erdmittelalter zu einer beginnenden Einengung des Tethys-Ozeans mit einem Übereinanderstapeln von Gesteinsschichten im Süden und der Bildung neuer Meeresbecken und Tiefseegräben im Norden. Im Alttertiär, vor etwa 40 Millionen Jahren, wurde der Südrand der europäischen Kontinentalplatte in diesen Vorgang miteinbezogen und senkte sich unter einer nach Norden vorstoßenden Meeresüberflutung ab.

Die allmählich aufsteigenden Gebirgsketten von den Alpen bis zum Kaukasus trennten das Westende der Tethys in ein südliches, vom Atlantik über das Mittelmeer zum Indischen Ozean reichendes

Meeresbecken und in einen innerkontinentalen Meeresarm, die Paratethys, die sich von der Schweiz bis Mittelasien erstreckte. In dieser letzten Phase der alpinen Gebirgsbildung entstand die Molassezone zwischen der europäischen Plattform und den nach Norden überschobenen Gesteinsformationen der Alpen. Die Nordküste des Molassemeeres bildeten Ablagerungen des Mesozoikums vom Schweizer Jura bis zur Fränkischen Alb und Kristallgesteine der böhmischen Masse. Diese Gesteine tauchten nach Süden unter die Alpen und formten ein asymmetrisches Becken, das mit bis zu mehreren tausend Meter mächtigen Sedimenten der Tertiärzeit gefüllt ist. Die Beckenfüllung besteht vorwiegend aus Abtragungsprodukten der

Alpen, im Norden ist aber auch die Zufuhr vom europäischen Festland deutlich bemerkbar.

Die heute auf dem Molassebecken aufliegenden Alpen sind ein Deckengebirge mit übereinander geschobenen Stapeln von Gesteinsformationen unterschiedlichen geologischen Alters und unterschiedlicher Entstehungsgeschichte. An der Wende vom Eozän zum Oligozän, vor 36 bis 37 Millionen Jahren, kam durch den Nordschub der Alpen die Sedimentation im Becken des Helvetikums, dem nördlichsten Teilbecken des Tethysmeeres, zum Stillstand. Ab dieser Zeit nahm das nördlich anschließende Molassebecken seine eigenständige Entwicklung (siehe auch Kapitel III.6.).

An der heutigen Oberfläche der Molassezone finden sich nur spärliche Hinweise auf die Entwicklungsgeschichte dieses Beckens. Die älteren Formationen sind fast gänzlich durch jüngere Ablagerungen verdeckt. Erst die Prospektion auf Erdöl und Erdgas mit Tiefbohrungen und geophysikalischen Methoden entschleierte die Geheimnisse des Untergrundes.

Vom Nordrand des Molassebeckens verlaufen die Gesteinsschichten relativ ungestört und flach liegend bis unter die Alpenüberschiebung. Nur „Brüche“, meist schräge Schnittflächen, die Gesteinspake-

te gegeneinander verschieben, durchsetzen die Schichten. Es ist dies die ungestörte, flach lagernde Molasse (= Autochthone Molasse).

Im Bereich der Alpenüberschiebung wurden die Gesteine der Molassezone, manchmal schon bald nach ihrer Ablagerung, durch gebirgsbildende Kräfte verformt. Die Schichten wurden verfaltet, vom Untergrund abgeschnitten und verschuppt oder auch wiederum auf andere Molasseschichten aufgeschoben. Es ist dies die Zone der gestörten Molasse, die in der geologischen Literatur als Subalpine Molasse, subalpine Molasseschuppen, Faltenmolasse, Inneralpine Molasse von Rogatsboden oder Waschbergzone bezeichnet wird (siehe auch Kapitel III.5.).

Die geologischen Verhältnisse in der westlichen Molasse von Vorarlberg werden am besten durch die Aufschlußbohrung Sulzberg 1 veranschaulicht. Sie wird hier angeführt, da im folgenden nur die Molasse östlich von Salzach und Inn genauer erörtert wird. Diese 1983–1984 abgeteuft Tiefbohrung stand in der Faltenmolasse. Sie durchbohrte mehrere Molasseschuppen und erreichte bei 4280 m die flach lagernde Molasse, die bei 4777,5 m auf das Autochthone Mesozoikum des Beckenuntergrundes transgrediert. Gasan-

Tab. 14: Geologisches Profil der Aufschlußbohrung Sulzberg 1 (nach M. MÜLLER in HERRMANN 1985); ET = Endteufe

– 12	m	Quartär
– 2520	m	Untere Süßwassermolasse der Salmas-Schuppe
– – – – –	–	Überschiebung
– ca. 3350	m	Untere Süßwassermolasse der Hauchenberg-Schuppe
– – – – –	–	Überschiebung
– 4060	m	Untere Süßwassermolasse der parautochthonen Molasse
– – – – –	–	Überschiebung
– 4280	m	Tektonit
– – – – –	–	Überschiebung
– 4777,5	m	Autochthones tieferes Tertiär
– – – – –	–	Transgression
– 5401	m	Malm
– 5519	m	Dogger
– 5577	m	Lias und Rhät
– 5584,5	m	Keuper
– 5617	m	Muschelkalk
– – – – –	–	Schichtlücke
– 5654	m	Gneis (ET)

zeichen wurden im Mesozoikum, im Malm, nachgewiesen. Die Untere Süßwassermolasse der Schuppen wurde im Oligozän (Egerien) abgelagert, als das Gebiet der Alpenvortiefe von der Westschweiz bis nach Oberbayern zum Festland geworden war. Die Schichten der autochthonen Molasse umfassen den Zeitraum vom Unteroligozän bis ins tiefere Egerien. Die westlichste Molassebohrung in Österreich ist die Tiefbohrung Dornbirn 1, die bei 2960,6 m in der Faltenmolasse eingestellt wurde.

Die Bohrung Sulzberg 1 wurde im Auftrag der Vorarlberger Erdöl- und Ferngas G.m.b.H. (VEF) ausgeführt.

Wenn wir den Südrand des Molassemeeres suchen, stoßen wir auf eine weitere Art von Molasseablagerungen. Die Südküste lag auf den nach Norden vorstoßenden Decken der Alpen. Bei den Über-

schiebungen und Aufwölbungen in diesem Gebirge wurde die Küste kontinuierlich der Verwitterung und Abtragung preisgegeben, so daß Gesteine aus dem südlichen Küstengebiet oder aus dem Seichtwasser nur in ganz wenigen Resten erhalten blieben. Hier ist die Inntal-Molasse anzuführen, wo im Gebiet von Häring und Kössen sowohl kontinentale Kohlebildungen als auch Meeresablagerungen des Unteroligozän auf überschobenen, kalkalpinen Gebirgsdecken liegen. Jüngere Randbildungen des Untermiozänmeeres liegen auf den Decken der Flyschzone, der Kalk- und Zentralalpen, am Rande des Korneuburger Beckens und im Untergrund des Wiener Beckens. Diese Ablagerungen gehörten vor der Absenkung dieser Becken noch zur Molassezone und wurden mit den Gebirgsdecken verfrachtet (siehe Kap. III.3.2.2.1.).

III.4.3. Sedimentationsgeschichte und Paläogeographie

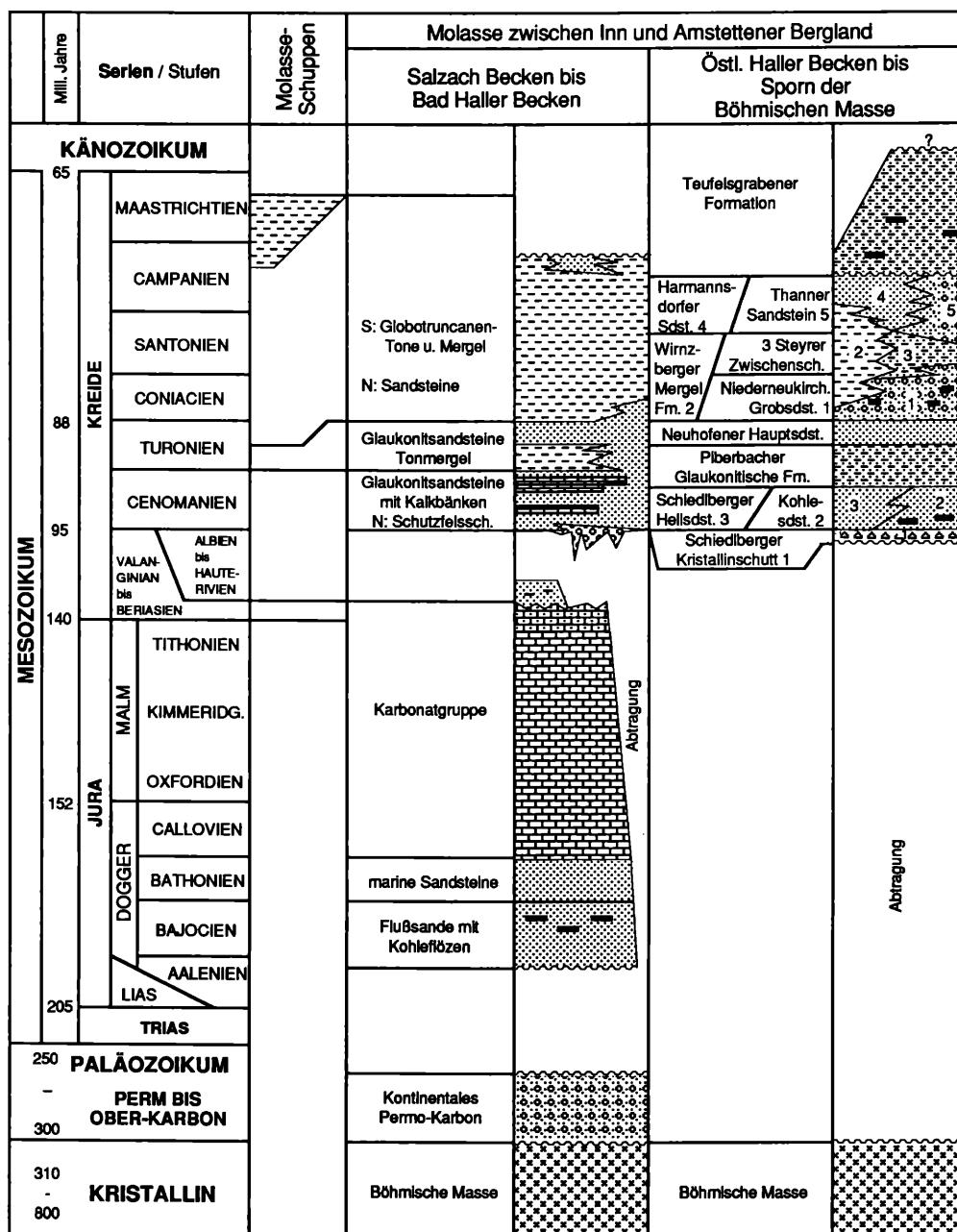
III.4.3.1. Beckenuntergrund

Die Böhmisches Massen, ein Teil des variszischen Gebirges des Erdaltertums, wurde bis zu einer welligen Ebene abgetragen. Das Kristallin der Böhmischen Masse besteht zumeist aus Graniten, Gneisen, Granuliten und Schiefern, die in der Tiefe der Erdkruste unter hohem Druck und unter hohen Temperaturen, teilweise durch die Umkristallisation von Sediment- und Tiefengesteinen entstanden sind. Diese Plattform bildet den Untergrund des Molassebeckens und sinkt von der Donau nach Süden unter den Alpen auf 4000–8000 m Tiefe ab. Die Plattform ist durch Brüche und Verbiegungen der Erdkruste in Schwellen und Teilbecken gegliedert. Eine dieser Schwellen ist das Landshut-Neuöttinger Hoch in Ostbayern, das sich in Oberösterreich als „Zentrale Schwellenzone“ fortsetzt. Diese Hochzone verläuft von Nordwest nach Südost und trennt den Braunauer Trog im Norden vom Salzach-Becken im Süden ab. Jüngere tektonische Bewegungen führten weiter östlich zur Absenkung des Ried-Schwanenstädter und Bad Haller Beckens. Der

Südsporn der Böhmischen Masse trennt im Amstettener Bergland die Becken der oberösterreichischen Molassezone von den niederösterreichischen Teilbecken. An der Oberfläche formen die Gesteine der Böhmischen Masse das Gebiet von Mühl- und Waldviertel. In Niederösterreich, nördlich der Donau, biegt das Molassebecken in eine NE-Richtung um. Der hier ebenfalls aus Gesteinen der Böhmischen Masse bestehende Untergrund ist durch SW-NE streichende Bruchsysteme gekennzeichnet. Das Hauptbruchsystem stellt der Mailberger Abbruch dar, der die östliche Tiefscholle um bis zu 2000 m absetzt. Westlich davon existieren paläozoische Grabensysteme, wie jenes, in dem obertags die permischen Gesteine von Zöbing eingesenkt sind.

Die Kristallingesteine sind weitreichend von paläozoischen und mesozoischen Ablagerungen bedeckt (Tab. 15, 16 und Beilage 5). In Oberösterreich sind die ältesten Sedimentgesteine bis zu 1000 m dicke Flußablagerungen am Rand der zentralen Schwellenzone. Fossile Pollen und Sporen ergeben ein Alter von Jung-Paläo-

Tabelle 15. Stratigraphische Tabelle Molasseuntergrund I

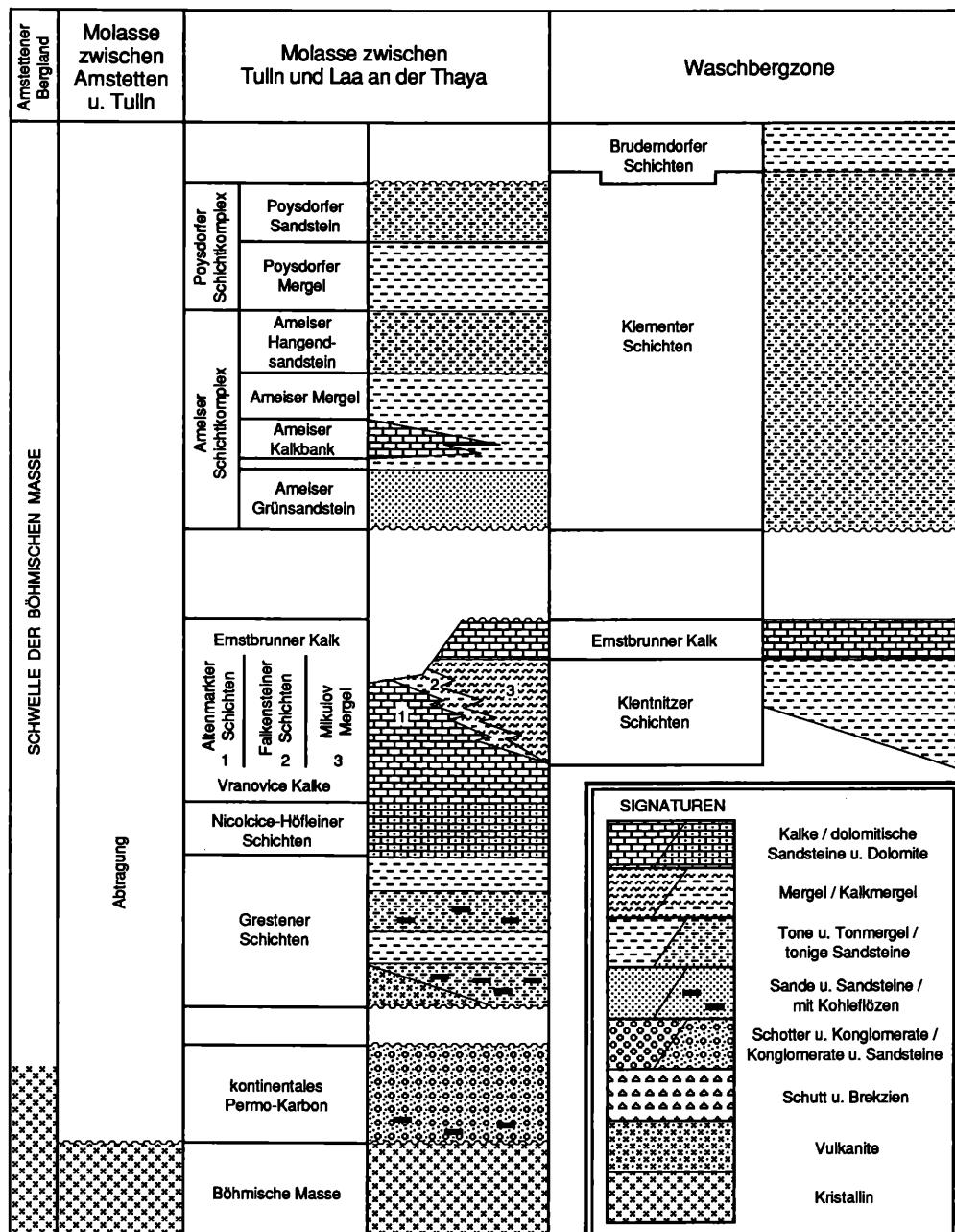


zoikum, doch ist es möglich, daß diese Fossilien aus älteren in jüngere Gesteine umgelagert wurden.

In Niederösterreich liegen in südlicher Fortsetzung der Ablagerungen der Bosko-

witzer Furche (Tschechien), einem weiteren Grabensystem, paläozoische Tonsteine, Sandsteine, Brekzien und gelegentlich Kohleflöze. Sie haben ein Alter von Karbon bis Perm (300–270 Mio. Jahre) und

Tabelle 16. Stratigraphische Tabelle Molasseuntergrund II



wurden in den Bohrungen Altenmarkt i. Th. 1, Mailberg 1 und Hollabrunn 1 er-schlossen. Gröberklastische Gesteine, Quarze, grünliche Tonsteine und Einlage-rungen von Vulkaniten und Tuffen wurden in Roggendorf 1 erbohrt.

Im jüngeren Mesozoikum gehörte der Bereich des oberösterreichischen Mo-lasseuntergrundes zur süddeutschen Kalk-plattform, deren Ablagerungen gegen Osten nur bis in das Gebiet von Sattledt erhalten sind (Autochthones Mesozoikum;

Abb. 134, 135 und 136). So begann im Jura, vor rund 170–180 Millionen Jahren, während des mittleren Dogger, im Süden und Südwesten unseres Gebietes die Ablagerung von Flussanden. Im höheren Teil schalten sich Kohleflöze ein, die in Sümpfen gebildet wurden. Es wurden bis über 40 m dicke, z. T. weiße, quarzitische Sandsteine und Arkosen mit Kohlehorizonten erbohrt. In gelblichen Tonlagen treten fossile schwarze Blattabdrücke und reiche Pollenflore auf.

Dann gehen die Bildungen in flachmarine Sande über. Die nachfolgende Karbonatentwicklung im oberen Dogger bis Malm bringt fossilreiche, hellgraue bis dunkelbraune Knollenkalke mit Hornsteinknollen und Dolomite, die „Karbonatgruppe“. Sie zeigt eine ähnliche Entwicklung wie obertags der Frankenjura W von Regensburg. Es sind Schwammkalke, Korallenriffe und Lagunenablagerungen – Ablagerungen des inneren Schelfs. Diese Entwicklung hielt den ganzen oberen Jura über an und reicht bis in die Unterkreidezeit. Im Grenzbereich Jura-Kreide (vor rund 140 Mio. Jahren) erfolgt die Ausbildung von gebankten Dolomiten, kieseligen Kalken und Brekzien. Es handelt sich um von Süßwasser beeinflußte Lagunensedimente in „Purbeck-Fazies“.

Die Gesamtmächtigkeit des Jura schwankt hier durch Abtragung zwischen 35 m in der Bohrung Munderfing 1 und 557 m in Hochburg 1; nach seismischen Messungen erreicht die Mächtigkeit im S, bis über 800 m. Auf der Schwelle und am Nord- und Nordostrand des Beckens sind die Jurabildungen abgetragen.

In Niederösterreich, im alpin-karpathischen Vorland und unter der Waschbergzone, lieferten eine Anzahl von Bohrungen Daten über das Autochthone Mesozoikum (Abb. 134 und 135). Auch unter den Schichtfolgen des Wiener Beckens wurden Anteile davon im 3. Stockwerk erbohrt (siehe Kap. III.3.3.2.). Diese mesozoische Schichtfolge liegt diskordant über dem Kristallin und Paläozoikum der böhmischen Masse. Sie setzt im Jura mit „Grestener Schichten“, einer Gesteinsformation, die auch aus den Alpen bekannt

ist, ein. Die Ausbildung und Mächtigkeit ist abhängig von der paläogeographischen Lage im Ablagerungsgebiet und von der Lage innerhalb des Systems der Bruchschollen. Die einseitig, synsedimentär (während der Ablagerung), abkippenden Schollen zeigen die größte Absenkung jeweils im Westen mit bis zu 1000 m gegenüber nur bis zu 100 m im Osten. Dabei dürften dort aber die ältesten Sedimente fehlen.

Die „Grestener Schichten“ des Dogger gliedern sich in folgende Einheiten: Kontinentale Deltasedimente, die „Untere Quarzarenitserie“, mit Arkosen und Sandsteinen mit Kohlelagen und Wurzelböden (Aalenien?) lagern an der Basis; darüber folgen marine Einschaltungen mit dunklen, sandfreien Tonen, die Ammoniten enthalten, die „Untere Tonsteinserie“ (Bajocien); eine neue Deltaschüttung, die „Obere Quarzarenitserie“, mit marinen, oft mit Dolomit verfestigten Seichtwassersedimenten, wird abgeschlossen durch die „Obere Tonsteinserie“ (Bathonien). In den seichten Schollenteilen etwa der Bohrungen Haselbach und Höflein sind die oberen Tonablagerungen durch sandig-kalkeige Gesteine mit Mineralkörnern von Glaukonit oder Phosphorit ersetzt. In diesem Horizont tritt in der Bohrung Haselbach 1 eine reiche Ammonitenfauna auf, die ihn der Zeitstufe Bathonien zuweist.

In der Bohrung Porrau 2 wurden im oberen Lias bis tieferen Dogger vulkanische Gesteine (Metadiabase und Tuffe) wechselnd mit Sandsteinen und kohligem Ton angetroffen, der „Porrauer Diabaskomplex“. Südlich der Donau wurde in den Tiefbohrungen um Höflein und in Mauerbach 1a Dogger mit Sanden und Tonen erreicht.

Verfaltungen und steilstehende Schichten, wie sie in der Bohrung Füllersdorf 1 und Porrau 2 angetroffen wurden, weisen auf tektonische Bewegungen mit stärkerer, seitlicher Einengung hin.

Im oberen Dogger beginnt eine einheitlichere Sedimentation mit stärkerer Karbonatablagerung und Ausklingen der Sandzufuhr. Die „Nicolcice-Höfleiner Schichten“ oder „Dolomitische Quarzarenitserie“ bestehen aus dolomitisch ver-

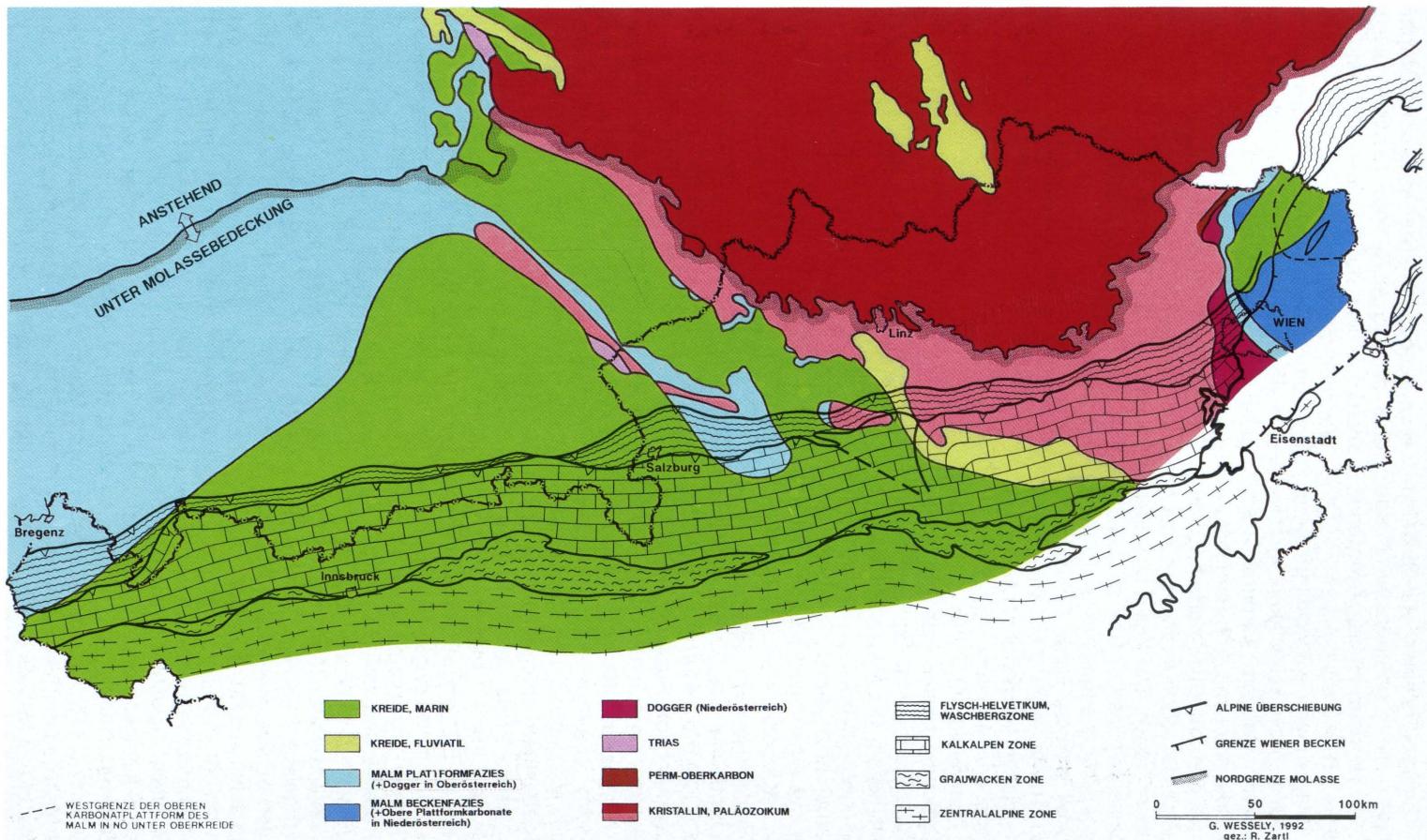


Abb. 134. Verbreitung des Autochthonen Mesozoikums entlang des Spornes der Böhmischen Masse

festigten Quarzsandsteinen mit basalen Brekzienlagen, die in braungraue, körnige Dolomite mit Hornsteinknollen übergehen (Schichtdicke 50–260 m).

Diese Ablagerungen entwickeln sich im Malm zu den „Vranovice Kalken und Dolomiten“, der „Unteren Karbonatserie“, sandigen Dolomiten mit Fossilbruchstücken. Sie gehören zu einer Karbonatplattform, wie wir sie schon in Oberösterreich kennengelernt haben. Die Kalke enthalten häufig einsedimentierte Rifforganismen, sind aber später weitgehend in Dolomit umgewandelt worden. Diese Schichtfolge ist bis zu 100 m dick. Die Ablagerung geht auf dieser Karbonatplattform auf dem randnäheren Westteil weiter. In der Bohrung Altenmarkt im Thale 1 wurden 750 m Karbonate dieser Plattform ange troffen. Die „Altenmarkter Schichten“ beginnen mit hellen, gebankten Kalken mit Hornsteinknollen, dann folgen Fossilschutt kalke („Karbonatbankserie“), die von Riff bildungen mit Algen- und schließlich Korallenriffen („Karbonatriffserie“) überlagert werden. Seitlich können diese Riffbildungen in Schuttfächer aus Fossilbruch und in gebankte Kalke übergehen. Östlich der Linie Wildendürnbach–Stronegg–Roseldorf wird im Becken ein stärker toniges Sediment mit Mergeln und Kalkmergeln abge lagert. Diese „Falkensteiner Schichten und Mikulov Mergel“ beginnen mit dunkel grauen, gebankten, mergeligen Kalken („Mergelkalkserie“) und gehen in dunkel graue Mergel über („Mergelsteinserie“ des unteren Tithonien). Durch eine langsame Transgression des Meeres wurden die Mergel im oberen Malm immer weiter verbreitet und im Vorland bis zu 500 m, gegen das Wiener Becken zu (Bohrung Zistersdorf ÜT2A) an die 1000 m mächtig abgelagert. In der „Kalkarenit serie“ folgen dunkle, mergelige Kalksand steine, zunächst mit feinkörnigen Quar zkponenten, dann mit zunehmend gröberen Karbonatkponenten (häufig Fossil detritus). Diese Schichten werden etwa 400 m dick. Sie zeigen bereits einen Rück zug des Meeres an.

Im höheren Tithon, der jüngsten Stufe des Malm, kommt es zu einem wei teren Rückzug des Meeres und es beginnt

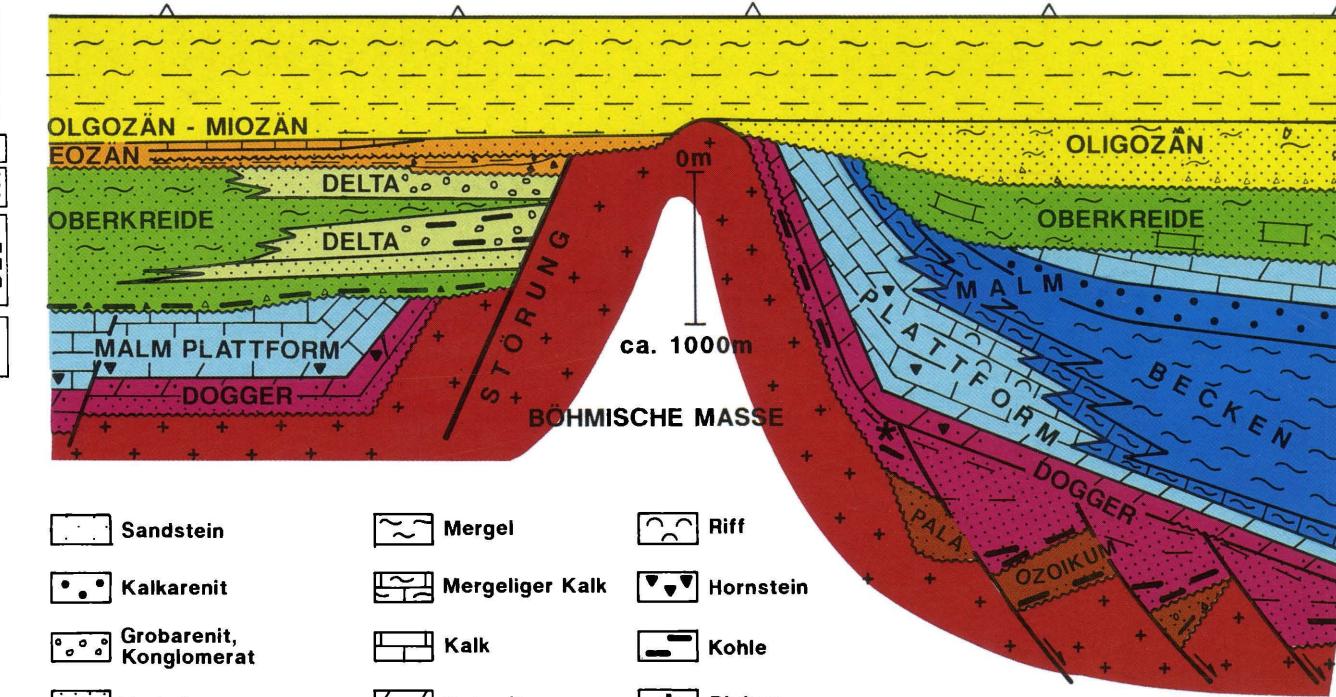
eine Ausdehnung der Karbonatplattform über das ganze Becken. Die Riffe dieser Plattform sind nur aus den Klippen der Waschbergzone, wie z. B. vom Riff von Ernstbrunn bekannt. An der Basis liegen dunkelgraue, gebankte Mergelkalke mit gelegentlich Hornsteinen. Darüber folgen die hellen Kalke mit Fossilbruchstücken der „Ernstbrunner Schichten“, die man sowohl aus den Klippen als auch aus dem Untergrund der Molasse kennt. Gelegentlich sind die Ernstbrunner Schichten dolomitisiert.

Während der Unterkreide wird die Karbonatplattform in Bayern und Ober österreich herausgehoben und tektonisch verstellt. Die Juraablagerungen werden teilweise abgetragen und verkarsten. So schwankt die Dicke dieser Karbonate von 35 m in der Bohrung Munderfing 1 bis zu mehr als 600 m im Süden, gegen Salzburg zu. Nur südlich der Schwellenzone, in der Tiefbohrung Mühlberg 1 treten grün liche Glaukonitsandsteine und schwarze Tonmergel der marinen Unterkreide (Haut erivien-Albien) auf. Im niederösterreichischen Anteil der Molassezone wurde bisher keine Unterkreide nachgewiesen.

Im Cenoman, vor rund 95 Millionen Jahren, erfolgt eine Meeresüberflutung aus Südwesten, deren Ablagerungen durch Stürme stark beeinflußt sind. An der Basis entstanden in den bayrisch oberösterreichischen Becken in den Jura kalken bis zu 100 m tiefe Karstspalten und Höhlen, die mit Flußanden gefüllt sind. Diese Sedimente sind bei Regensburg als „Schutzfels schichten“ bekannt. Darüber folgen grüne Sandsteine, gefärbt durch Körner des Minerals Glaukonit, die auf einem Meeresschelf unterhalb der Wellenbasis zur Ablagerung kamen. Es wechseln von Bodenbewohnern stark durchwühlte Sandsteinlagen aus Schön wetterperioden mit feinschichtigen Sand steinen, die durch Sturmverfrachtung ent standen sind. Ab dem oberen Cenoman sinkt die Schelfplattform ab und es schalten sich Kalkbänke des äußeren Schelfs mit Muschel- und Seeigelresten und vielen Schwammnadeln zwischen die Glau konitsandsteine ein.

MUTTERGESTEIN

SPEICHERGESTEIN



Sandstein

Kalkarenit

Grobarenit,
Konglomerat

Brekzie

Ton

Mergel

Mergeliger Kalk

Kalk

Dolomit

Dolomitischer
Quarzarenit

Riff

Hornstein

Kohle

Diabas

Kristallin

Diskordanz

SPEICHERGESTEIN

MUTTERGESTEIN

PLATTFORM

BECKEN

Abb. 135. Stratigraphisches Schema des autochthonen Mesozoikums entlang des Spornes der Böhmischen Masse

Dann folgt im Unter-Turon die Sedimentation von landferneren, schwarzen Tonmergeln. Nach einer weiteren Episode mit Glaukonitsandsteinen, die von Stürmen auf den Schelf verfrachtet wurden, hält die Tonmergelentwicklung mit graugrünen Globotruncanenmergeln südlich der Schwellenzone die ganze Kreide hindurch an. Im Ober-Campan, vor rund 80 Millionen Jahren, kommen nordwestlich der Schwellenzone bis zu 300 m dicke Seichtwassersandsteine zur Ablagerung, die über die Schwelle hinausreichen und gegen Süden in tonige Ablagerungen übergehen. Die Gesamtdicke der Kreideablagerungen kann bis 1000 m erreichen.

Nur im östlichen Teil des Bad Haller Beckens ist die Ablagerung, vor allem im Coniac und Santon, stärker durch Flüsse beeinflußt. Zunächst ist an der Basis, wie im übrigen oberösterreichischen Molasseuntergrund, limnisch-fluviatile Fazies des Cenoman durch „Schiedlberger Kristallinschutt, Kohlesandstein und Hellsandstein“ vertreten. Auch die marine Fazies im Turon mit den Sturmablagerungen der „Piberbacher glaukonitischen Formation“ entspricht noch der allgemeinen Oberkreideausbildung. Im höheren Teil des Turon legt sich darüber ein erster Einsatz der Deltaablagerungen in Form des noch marin „Neuhofener Hauptsandsteins“. Dieser wird gegen Osten zu durch den kontinentalen „Niederneukirchener Grobsandstein“ mit kohligem Resten überlagert. Im Grenzbereich Coniac-Santon erfolgt eine weitgreifende, mergelige Transgression mit den „Steyrer Zwischenschichten“. Diese werden vom „Harmannsdorfer und Thanner Sandstein“ überlagert. Flußdeltas mit Grobsandsteinen, kohligem Ton und Kohlelagen gehen gegen Westen zu in marine Ablagerungen der „Wirnzberger Mergelformation“ über. Den Abschluß bilden die Grobsedimente der limnisch-terrestrischen „Teufelsgrabener Formation“, die möglicherweise bis in das Alttertiär hinaufreicht. Insgesamt wird eine Schichtdicke von etwa 700 m erreicht. Gegen Osten stoßen die Oberkreideablagerungen mit dem Steyrer Bruch am Kristallin an.

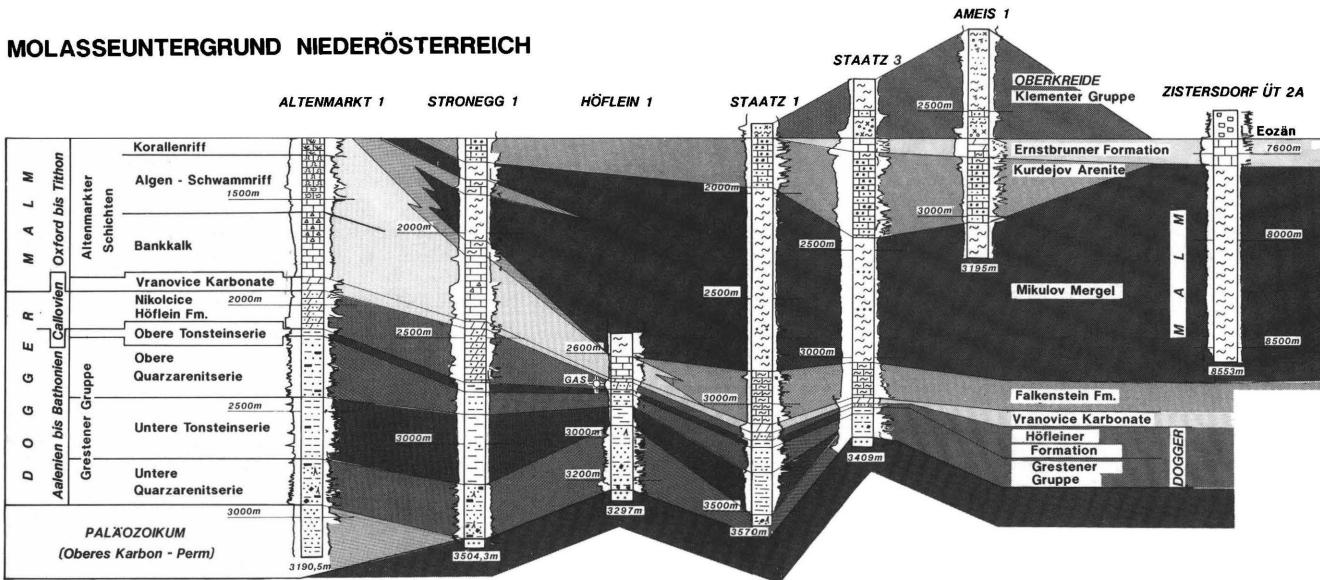
Jüngere, marine Sedimente als Campan fehlen in den voralpinen Becken des Untergrundes. Sie sind aus den Schuppenzonen am Alpenrand und aus der Zone des Helvetikum bekannt. In der oberösterreichischen Molasse blieben die Gesteine des Erdalters und des Erdmittelalters in Grabenstrukturen erhalten, die sich an steilen Brüchen eingesenkt hatten. Gleichzeitig wurden NW-SE ziehende Brüche, die teilweise bereits im Erdaltertum wirksam waren, erneut aktiv; sie ziehen unter der aufgeschobenen Flyschzone in südlicher Richtung weiter. Diese Brüche wurden wahrscheinlich durch seitliche Verschiebungen in der Erdkruste verursacht, wobei die westlichen Schollen weiter nach N verfrachtet wurden. Der größte vortertiäre Bruch, der Rieder Abbruch, versetzt außerdem die westliche Scholle über 1000 m gegenüber der östlichen in die Tiefe. Ähnliche Bedeutung besitzt der Steyrer Bruch im Osten. Im niederösterreichischen Molassebecken südlich der Donau fehlen Ablagerungen aus der Kreidezeit.

Die Oberkreideschichten des Molasseuntergrundes im niederösterreichischen Karpatenvorland nördlich der Donau wurden in mehreren Bohrungen erschlossen. Vor allem die Bohrungen Ameis 1 und Poysdorf 2 belegen die Schichtfolge von Cenoman bis Maastricht in den „Klementer Schichten“. Nach einer Schichtlücke transgredieren über dem Jura etwa 50 m mächtige, grobe Quarzsande mit Glaukonit. Sie gehen in glaukonitische und sandige, stark durchwühlte Mergel über. An der Grenze zwischen den Stufen Turon und Coniac tritt darin ein sandiger Kalkhorizont auf. Diese Ablagerungen bilden die „Ameiser Gruppe“ (Cenomanien-Santonien), die von der „Poysdorfer Gruppe“ (Campanien-Maastrichtien) mit grauen, selten sandigen Mergeln überlagert wird. Insgesamt haben diese Schichten eine Dicke von 500 m.

Am Ende der Kreidezeit (vor 65 Mio. Jahren) wurde durch Hebungen der europäischen Platte der Bereich der oberösterreichischen Molassezone trockengelegt und die mesozoischen Sedimente zum Teil abgetragen (Beilage 5).

KORRELATION AUTOCHTHONES MESOZOIKUM

MOLASSEUNTERGRUND NIEDERÖSTERREICH



MOLASSUNTERGRUND OBERÖSTERREICH

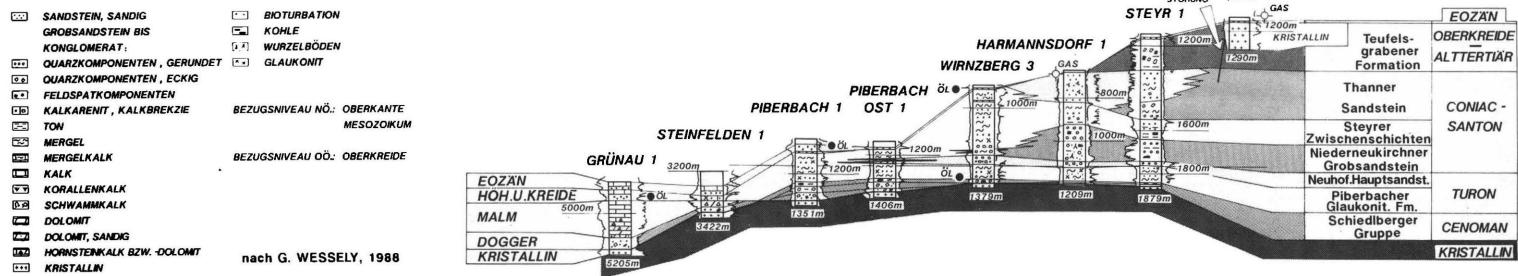


Abb. 136. Diagrammprofile durch den Molasseuntergrund Niederösterreichs und Oberösterreichs

III.4.3.2. Tertiäre Beckenfüllung

III.4.3.2.1. Obereozän (40–36 Mio. Jahre)

Nach der Trockenlegung gegen Ende der Kreidezeit unterliegt der Untergrund des Molassebeckens mit seinen Sedimenten starken Abtragungsvorängen. Auf der Schwellenzone in Oberösterreich werden bis zu 1600 m Jura- und Kreidesedimente abgetragen. Eine leicht nach Süden abfallende, hügelige Ebene entsteht. Während dieser Zeit werden auch die alten Bruchsysteme erneut aktiviert; dies hat zur Folge, daß der Untergrund in mehrere Teilbecken zerlegt und die Schollen nach Osten gekippt werden.

Ein Meeresvorstoß aus dem Süden, aus dem bereits durch Inselbögen gegliederten Meer der Tethys, überflutet im Obereozän diese Ebene in Bayern und Oberösterreich. Die Bildung der Molassesedimente nimmt nun ihren Anfang (siehe Tabellen 17, 18 und Beilage 7). Die Ablagerungen zeigen eine diesem Vorstoß entsprechende Gliederung. In der „Limnischen Serie“ treten bunte Seetone mit Wurzelböden und hellgraue Sandsteineinschaltungen von mäandrierenden Flüßarmen im Randbereich des Meeres auf. Im Übergangsreich zum Watt bilden sich Kohlehorizonte mit bis zu 4 m dicken Flözen. Die dunkelgrauen Tonmergel und Sandsteinlagen der „Cerithienschichten“ sind Stillwasserbereiche im Watt und führen eine reiche Fauna von Schnecken („Cerithien“) und Muscheln (vor allem Austern), die gegen Änderungen des Salzgehaltes im Wasser tolerant sind. Im flachmarinen Bereich entstehen die hellgrauen bis bräunlichen, fein- bis grobkörnigen, durchwühlten Sandsteine der „Sandsteinstufe“. Diese Küstensande vertreten teilweise die Wattablagerungen oder greifen über sie hinweg. Alle diese Sande stammen aus der Verwitterung der Böhmisches Masse im Norden.

Im Bereich der Schwellenzone wächst ein Rotalgenriff mit einzelnen Korallenstückchen und schüttete seinen Schutt nach N in die Lagune und nach S ins offene Meer. Der „Lithothamnienkalk“ tritt als gewachsener Algenkalk hell- bis gelblichgrau und dicht auf. Algenschuttkalke,

die sich über einen weiten Bereich des Beckens ausdehnen, sind grau bis bräunlich und bestehen aus zerbrochenen und abgerollten Algenresten. Sie gehen randlich in Nummuliten-Sandsteine über, die gegen das nach Süden offene Becken zu von „Discocyclinenmergeln“ abgelöst werden. Dies sind dunkelbraune bis grünlich-graue Ton- und Kalkmergel mit massenhaft dünnen Scheibchen von Discocyclinen und häufig mit den planspiralen Wurmrohren von *Rotularia*. Nummuliten und Discocyclinen sind fossile Großforaminiferen, die nur unter tropischen Bedingungen im seichteren Wasser leben konnten. Die Ablagerungstiefe des Lithothamnienkalkes liegt bei 20–30 m, Nummuliten-Sandsteine kamen bei etwa 50 m Wassertiefe zur Ablagerung und Discocyclinen lebten in einem Bereich unter 80 m. Nur im Frontbereich der Alpen, in der Schuppenzone, finden sich Kalkmergel und Kalke mit den Foraminiferen *Uvigerina* und *Globigerina*, die aus einem noch tieferen Bereich des Beckens bis zu über 200 m Wassertiefe stammen und auf den Übergang zum Ablagerungsbereich des Helvetikums hinweisen. Die Gesamtmaßtigkeit des Eozäns in Oberösterreich erreicht bis 120 m Schichtdicke (Beilage 7).

Zwischen St. Pölten und Tulln sind in Mulden des Kristallins Flußablagerungen erhalten, das „Moosbierbaumer Konglomerat“, das auf Grund seiner Ausbildung altersmäßig ebenfalls ins Eozän gestellt wird. Nördlich der Donau fehlen Ablagerungen des älteren Tertiärs. Diese kennt man weitläufig wieder in der Waschbergzone, deren Ablagerungsgebiet weiter im Südosten des Molassebeckens lag.

III.4.3.2.2. Oligozän: Latdorfien (36–34 Mio. Jahre)

Im Unteroligozän erfolgt eine rasche Absenkung der Alpenvorstiefe; im oberösterreichischen Anteil des Beckens wird ein einheitliches Sediment abgelagert, die „Latdorf-Fischschiefer“. Es sind dunkelbraune bis schwärzliche, feinschichtige Ton- bis Kalkmergel mit vereinzelt Phosphoritknollen, die beim Anschlagen stark nach Bitumen riechen. Auffällig sind auf

den Schichtflächen Fischschuppen und Fischreste. Die Ablagerungsbedingungen sind von Meeresströmungen beeinflußt, die nur eine zeitweise Durchlüftung des Meeresbodens zulassen. Dieses schlecht durchlüftete Becken erstreckt sich nach Westen bis in das Helvetikum der Schweiz und nach Osten bis nach Ungarn, als Teilbecken des nördlich der Alpen entstandenen Meeres der Paratethys. Durch seinen hohen Gehalt an organischem Material ist der Fischschiefer ein wichtiges Erdölmuttergestein. An der Nordküste gehen diese Schichten in einen schmalen Saum von Küstensanden über. Die Ablagerungstiefe beträgt mehrere hundert Meter und wird südwestlich der Schwellenzone tiefer. Die Schichtmächtigkeit erreicht bis zu 30 m.

Im niederösterreichischen Anteil des Beckens herrschen im untersten Oligozän noch kontinentale Bedingungen.

III.4.3.2.3. Oligozän: Rupelien (34–30 Mio. Jahre)

Über dem Fischschiefer folgt ein hellbraunes bis gelblich-weißes, meist recht hartes Kalkgestein, der „Helle Mergelkalk“, der nach elektronenmikroskopischen Untersuchungen aus den nur wenige tausendstel Millimeter großen Kalkplatten einzelliger, im Meer schwebender Algen, den Cocco lithen, besteht. Dies ist eine zu den Nannofossilien gehörende Gruppe (siehe auch Kapitel VI.1.4.). Aus den Ozeanen kennt man solche Bildungen als weißen Kalkschlamm der Tiefsee. Wir müssen deshalb für die Bildung dieses Gesteins eine Wassertiefe von wenigstens einigen hundert Metern annehmen. Außerdem müssen recht ruhige Bedingungen geherrscht haben, die zu wenig Strömungen und Umwälzungen des Wassers führten. Dies erkennt man am Fehlen von bodenbewohnenden Organismen und von sandigen Einschaltungen. Die Schichtmächtigkeit beträgt bis zu 15 m.

Dann folgt eine stärkere Materialzufuhr vom Festland. Im abgeschlossenen Beckenbereich sind es feinschichtig abgelagerte, dunkelgraue bis schwarze Tonmer-

gel mit dünnen, weißen Lagen von Cocco lithen. Diese Schichtfolge heißt „Rupel-Bändermergel“. Die Schichtdicke beträgt bis zu 50 m.

Die weiter zunehmende Materialzufuhr und bessere Zirkulation im Becken führt zur Ablagerung der „Rupel-Tonmergelstufe“. Es sind gebankte, z. T. siltige Tonmergel sowie dunkelbraune Kalkmergel und Kalke. Nach Süden zu, jenseits der Zentralen Schwellenzone, schalten sich in zunehmendem Maße Lagen von Sandsteinen und Konglomeraten ein. Es sind Geröll- und Schlammablagerungen aus den Alpen, die sich als abgeglittene Hangmassen und Trübestrome über die tiefen Bereiche des Beckens ausbreiteten. Dies zeigt eine weiter zunehmende Eintiefung des Beckens und die beginnende Heraushebung der Alpen an. Diese Ablagerungen erreichen bis zu 450 m Mächtigkeit.

Die marinen Ablagerungen des Unter- und Mitteloligozäns ziehen entlang des Amstettener Berglandes nach Südosten unter die Alpen. Nur in der „Innernalpinen Molasse“ von Texing und Rogatsboden sind vergleichbare Schichten in den alpinen Deckenbau einbezogen (z. B. Bohrung Urmannsau 1, 2363–2600 m, Ober eozän bis Mitteloligozän verschuppt mit Eozän des Helvetikum).

Bereits im tieferen Oligozän wird auch das Gebiet im Nordosten, vom Amstettener Bergland über Melk bis Krems, durch das Absinken der Böhmisches Masse von Ablagerungen bedeckt. Der ältere Anteil der „Melker Serie“ beginnt mit einer Fazies von küstennahen Sümpfen mit Kohlebildungen. In den „Pielacher Te geln“ verzahnen kontinentale, kohleführende Schichten und fossilreiche, seichtmarine, graubraune Sande und dunkle Tone miteinander.

III.4.3.2.4. Oligozän bis unterstes Miozän: Egerien (30–22 Mio. Jahre)

Während des Oberoligozäns und bis in das Untermiozän hinein werden im ober österreichischen Molassebecken weiterhin dunkel- und hellgraue, siltige und sandige Tonmergel in einem tiefen Becken abgelagert. Diese Gesteine haben den Lokal-

namen Schlier, der auch in die geologische Literatur Eingang gefunden hat. In den Tonmergeln finden sich häufig Mikrofossilien, vor allem Foraminiferen, aber auch recht häufig Reste von Kiesel-

schwämmen, Diatomeen und natürlich durchgehend Coccolithen. Starke Durchwühlung des Bodens und gute Durchlüftung kennzeichnen diese Ablagerungen. An Großfossilien sind gegen die Nordkü-

Tabelle 17. Stratigraphische Tabelle Molassezone Beckenfüllung I

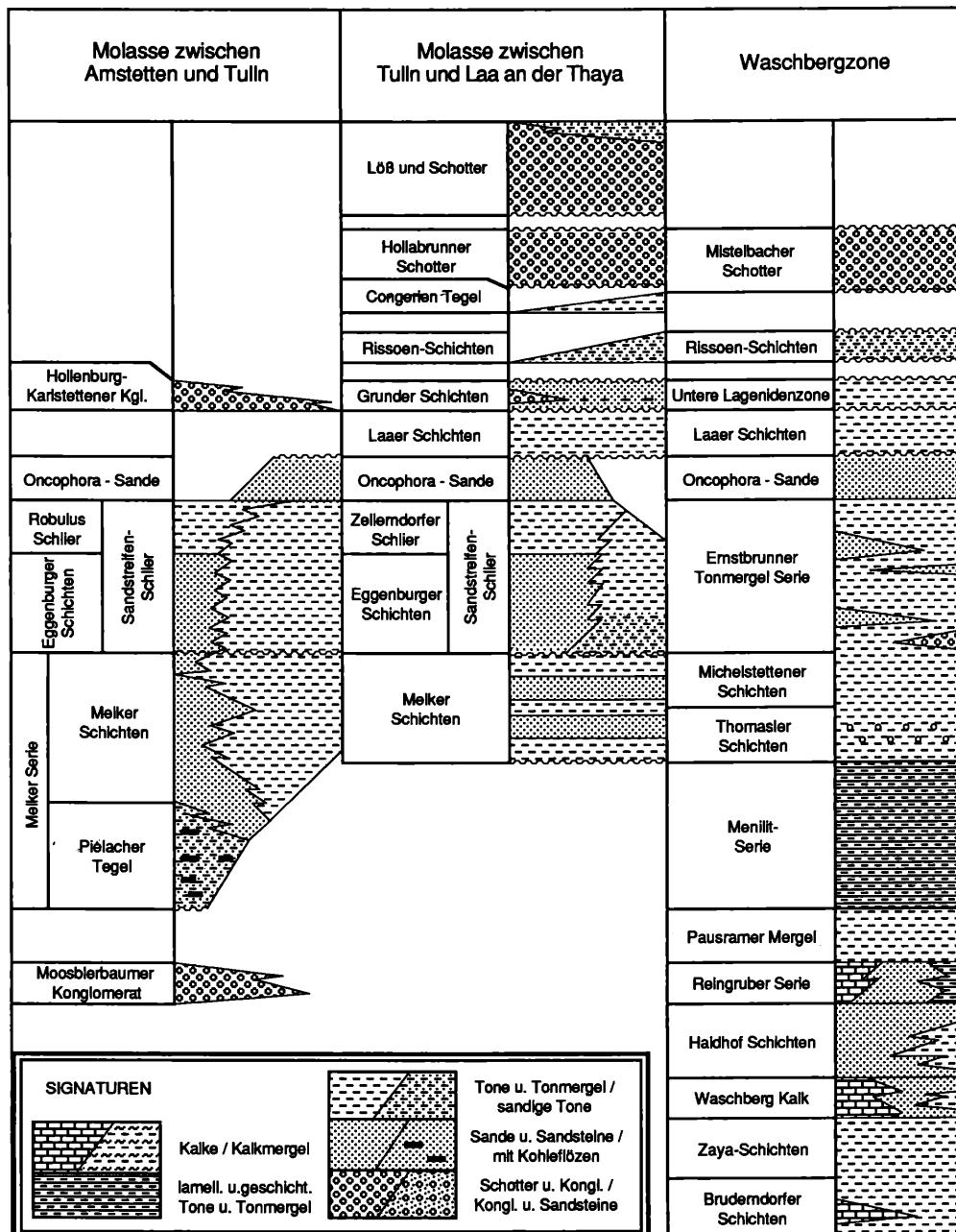
	Mill. Jahre	Serien / Stufen	Molasse-Schuppen	Molasse zwischen Inn und Amstettener Bergland			
				Salzach Becken bis Bad Haller Becken		Östl. Haller Becken bis Sporn der Böhmisches Masse	
KÄNOZOIKUM	1,8	PLEISTOZÄN		Schotter und Moränen		Löß und Schotter	
	5,3	PLIOZÄN		Kohleführende Süßwasserschichten		Schotter	
	11,5	PONTIEN					
	16,5	PANNONIEN					
	18,0	SARMATIEN					
	22,0	BADENIEN					
	27,0	KARPATIEN					
	35,0	OTTNANGIEN					
	36,0	EGGENBURGIEN					
	57,5	EGERIEN					
OLIGOZÄN	22,0	Haller Serie		Invertierter Serie	Oncophora Sch. Glaukonit. Serie Rotalenschiller Robuluschiller	Invertierter Serie	
	27,0	EGERIEN		Haller Serie	Haller Schlier	Haller Serie	
	35,0	RUPELIEN		Obere Untere	Puch-kirchen. Serie	Obere Untere	Puch-kirch. Serie
	36,0	LATDORFIEN		Tonmergelstufe		Tonmergelstufe	
	57,5	PRIABONIEN		Bändermergel		Bändermergel	
	66,0	BARTONIEN		Heller Mergelkalk		Heller Mergelkalk	
		LUTETIEN		Fischschiefer		Fischschiefer	
EOZÄN		YPRESIEN		Litho. Kalk Sandst. Cerithien- Discocycl.- schichten u. Globig.- Limnische mergel Serie		Quarzarenite	
		SELANDIEN „THANETIEN“					
		DANIEN					
						Teufelsgrabener Fm.	?

ste zu, in dünnlagigen Tonen, Fischreste und Pflanzenabdrücke recht häufig, wie sie z. B. beim Bau des Traunkraftwerkes in Pucking gefunden wurden. Schalen von Muscheln und die Gehäuse des Kopf-

füßers *Nautilus* sind nur lagenweise häufiger.

Im Süden des Beckens verzahnen die Tonmergel mit groben Ablagerungen submariner Schuttfächer (Abb. 137). Sie sind

Tabelle 18. Stratigraphische Tabelle Molassezone Beckenfüllung II



vom Südrand des Meeres als submarine „Lawinen“ durch Kanäle in das über 1000 m tiefe Becken eingeglitten und bauen dort sich vielfach überlagernde Schuttfächer auf. Man nennt solche Ablagerungen Turbidite. Sie bestehen aus Konglomeraten und Sandsteinen, die von unten nach oben feinkörniger werden. In manchen der Tonmergel schwimmen Gerölle wie Rosinen im Kuchen („Rosinenmergel“). Häufig sind auch Sedimentbrocken und Schollen älterer Tonmergel vom Bekkenabhang eingeglitten. Das Geröllmaterial stammt aus den heutigen Zentralalpen, die ein erstes alpines Gebirge gebildet haben, und wurde durch Flüsse an die Meeresküste gebracht. Harte Gerölle wie Quarz, kristalline Gesteine, kieselige Gerölle, dunkle Kalke und Dolomite dominieren.

Die Verfrachtung von Sedimentmaterial aus seichten Bereichen bringt auch eine Veränderung in der Zusammensetzung der Fossilfaunen. Küstenbewohnende Arten, aber auch immer wieder aus älteren Gesteinsschichten umgelagerte Fossilien finden sich neben Formen, die auf tiefes und trübes Wasser hinweisen; dies sind vor allem Foraminiferarten, die ihr Gehäuse aus Sandkörnern aufbauen („Sandschaler“).

Diese Schichtfolge des Egerien wird im oberösterreichischen Molassebecken in die „Obere und Untere Puchkirchener Serie“ untergliedert. Die Untere Puchkirchener Serie kann bis 1000 m, die Obere Puchkirchener Serie trotz starker Abtragungen bis 1050 m dick werden.

Das Meeresbecken des Egerien endet im Westen in den Kohlesümpfen von Oberbayern; im schweizerischen Alpenvorland hat bereits die Verlandung eingesetzt.

An der Nordküste, entlang der Böhmisches Masse, werden diese Schichten von einem mehrere Kilometer breiten Streifen von marinen Seichtwassersanden begleitet. Das Material stammt von der Böhmisches Masse und der hohe Feldspatgehalt weist auf kurze Transportwege hin. Dies sind die „Linzer Sande“, die altersmäßig der Oberen und Unteren Puch-

kirchener Serie entsprechen. In diesen küstennahen Sandablagerungen sind die fossilen Faunen nur in seltenen Fällen erhalten geblieben, wie etwa in den Sandgruben von Plesching bei Linz. Austernbänke, große Muscheln und Schnecken, Mikrofaunen und Zähne von Haien weisen auf ein reiches Leben in einem warmen Meer hin. Berühmt sind die Wirbeltierfunde in den Linzer Sanden mit den Skeletten von Seekühen und Nashörnern.

Die Ablagerungen des Egerien gehören in der niederösterreichischen Molassezone ebenso wie die oben erwähnten Piälacher Tegel zur „Melker Serie“. Bereits im oberen Rupel beginnt die Ablagerung der „Melker Sande“ über die randlichen Kohlesümpfe hinwegzugreifen. Diese Sande sind am Molasserand zwischen Amstettener Bergland und Krems weit verbreitet. Sie sind die Fortsetzung der Linzer Sande. Man findet sie in den vom Untergrund der Molassezone abgescherten Schichten mit den Kohleflözen von Starzing-Hagenau bei Neulengbach, am Rand der Flyschzone ebenso, wie sie auch in der Bohrung Niederrußbach 1 mit Glanzkohlenlagen auftreten. Am weitesten im Südosten unter den Alpen wurden diese oligozänen Seichtwasserbildungen in der Tiefbohrung Berndorf 1/NÖ bei einer Tiefe von 5945–5947 m angetroffen.

Im Molassebecken zwischen Amstetten und Stockerau ist ebenfalls eine Tonmergel- und Trübestromfazies entwickelt. Der Schlier der „Melker Schichten“ mit dunkelgrauen bis dunkelbraunen, plattigen Tonmergeln und Tonsteinen greift im jüngeren Egerien nach N über die Küstensande hinweg. Nördlich der Donau bildet sich zu dieser Zeit ein großes, aus NW kommendes Flußdelta, das von Hollabrunn bis Laa a. d. Thaya und Stockerau reicht. Im zentralen Teil bei Mailberg-Großharras sind dort grobkörnige Sandsteine in einer Mächtigkeit von 200–300 m zu finden. Im Raum Stockerau wurde in den Bohrungen eine Wechsellagerung von Sandsteinen und graubraunen Tonsteinen festgestellt.

Durch tektonische Bewegungen und Abtragungsvorgänge im Untermiozän sind die jüngsten Ablagerungen des Egerien

nur in geringerem Umfang, vor allem in tiefen Beckenteilen erhalten.

Zusammenfassend kann die tektonische Entwicklung des Molassebeckens als Bildung der alpinen Vortiefe ab dem Ober- eozän gesehen werden. Der Untergrund wird im Oligozän und tiefsten Miozän in ein Schollenmosaik zerlegt. Im bayrisch-

Untergrund abgesichert und aufgescho- ben. Diese Schuppen bilden nun den jün- geren Abhang des Molassebeckens. Durch diese Einengung des Beckens ver- lagern sich die Trübeströme und schnel- den immer neue, bis zu mehreren hundert Meter tiefe Rinnen in die Vorlandsedimen- te ein. Da diese Rinnen vorwiegend E-W

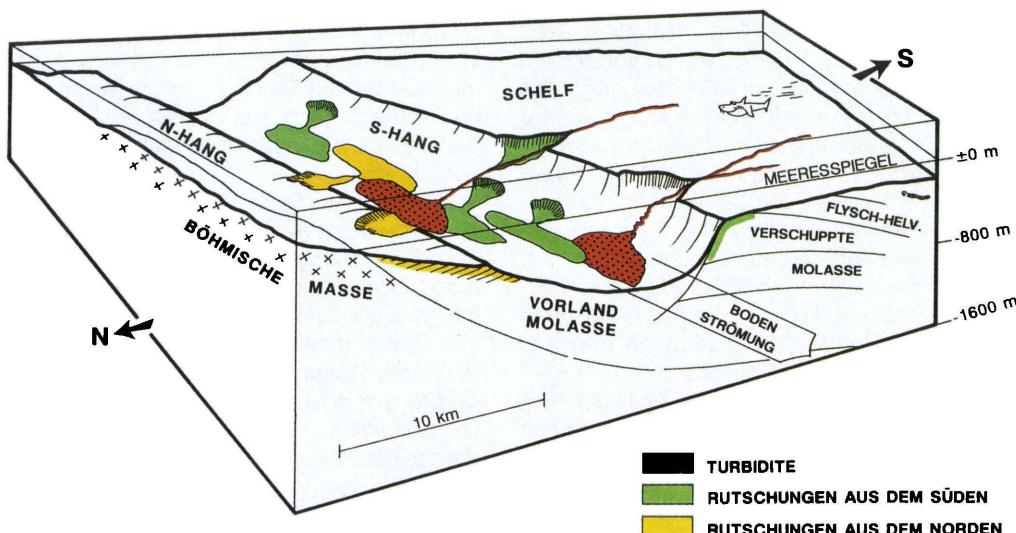


Abb. 137. Paläogeographisches Modell für das Unter-Miozän vor 22 Mill. Jahren

oberösterreichischen Becken überwiegen dabei E-W gerichtete Brüche. Es sind dies Zerrungsbrüche als Folge der nach Süden unter die Alpen abtauchenden europäischen Platte. Diese Bruchbewe- gungen haben die Sedimentablagerung beeinflusst, da die abgesunkenen Schollen als Fallen für grobes Sediment dienten. Und noch während des Oligozäns wird das Molassebecken durch die Aufschie- bung der alpinen Einheiten in die Tektonik einbezogen. Es entstehen am Alpenrand Schuppen von Molasseablagerungen. Unter Meeresbedeckung werden die ältesten, ursprünglich im südlichsten Teil des Bek- kens abgelagerten Turbiditsedimente vom

verlaufen, unterschneiden sie den ohne- hin instabilen Hang aus Molasseschup- pen, was große Massen dieser ehemali- gen Beckensedimente durch die Erosions- rinnen wieder in das Becken zurückrutschen lässt. Dieser Kreislauf aus Ablage- rung, tektonischer Verfrachtung, Abtra- gung und neuerlicher Ablagerung hält bis zum Ende des Egeriens an (Abb. 137).

III.4.3.2.5. Untermiozän: Eggenburgien (22–18,5 Mio. Jahre)

Im Untermiozän kommt die Nordbewe- gung der alpinen Decken zum Stillstand.

Die Flyschdecken und Molasseschuppen erreichen ungefähr ihre heutige Position; der südliche Teil des Molassebeckens ist überschoben. Von nun an ist vorwiegend die Heraushebung der Alpen von Bedeutung. Nur im Osten, nördlich der Donau und in der Fortsetzung des Karpatenbogens, gehen die Überschiebungen bis in das jüngere Miozän weiter.

Auch während des Untermiozäns verläuft die südliche Küstenlinie noch auf den alpinen Decken. Die untermiozäne Stufe Eggenburgien tritt mit einer weit nach Norden, auf das Kristallin vorstoßenden Überflutung in Erscheinung. Es kommt zu submarinen Abtragungen und der Einschüttung von älteren Ablagerungen in das E-W gerichtete, vor den Alpen liegende Becken. Grobe Turbiditschüttungen treten nur nördlich von Salzburg auf. Gerölluntersuchungen ergaben, daß vor allem Gesteine vom Südrand der Kalkalpen zur Abtragung kamen. Gesteine aus dem Nordteil der Kalkalpen und aus der Flyschzone sind selten.

In der oberösterreichischen Molasse werden die Ablagerungen des Eggenburgien als „Haller Serie“ bezeichnet. Sie beginnen entlang der Beckenachse mit den „Haller Basisschichten“, hellgrauen, turbiditischen Silt- und Sandsteinen mit Konglomeratlagen und eingeglittenen Schollen älterer Ablagerungen. Das eigentliche Beckensediment sind graue, sandig-siltige, glimmerige Tomergel mit Sandsteinlagen, der „Haller Schlier“. Er ist noch immer turbiditisch beeinflußt. Der Fauneninhalt weist auf offene Meeresbedingungen hin. Häufig finden sich auf den Schichtflächen die Abdrücke von Pteropoden, das sind Flügelschnecken, die in den obersten Wasserschichten frei schwimmend leben. Im Bereich N von Salzburg treten grobkörnige, turbiditische Konglomerate auf, die „Sand-Schotter-Gruppe“. Die Gesamtmächtigkeit der Haller Serie beträgt bis zu 800 m.

Küstensedimente sind in der oberösterreichisch-bayrischen Molasse nur in Resten verbreitet. In Bayern ist es vor allem die Umgebung von Ortenburg, in der ein Küstenstreifen der fossilreichen Sande des Eggenburgien erhalten blieb. In Ober-

österreich sind diese Sande wieder abgetragen und nur durch umgelagerte Faunen in jüngeren Schichten, z. B. in den Phosphoritsanden von Plesching bei Linz nachgewiesen.

In Niederösterreich, östlich von Amstetten, sedimentiert weiterhin sandiger Schlier, der in mehreren hundert Metern Tiefe turbiditisch abgelagert wurde. Er besteht aus grauen, siltig-glimmerigen Tonmergeln mit hellen Siltsteinlinsen und oft starker Durchwühlung. Dies hat zur Bezeichnung „Sandstreifenschlier“ geführt. In den tektonisch eingeschuppten Konglomeraten am Flyschrand, so im Buchbergkonglomerat und bei Königstetten, sind Gerölle aus den Kalkalpen und der Flyschzone häufig.

Nördlich der Donau beginnen die Bekkenablagerungen des Eggenburgien in der „Eggenburger Serie“ mit der Ablagerung von Glaukonitsandsteinen. Darüber folgen Sandstreifenschlier und Tonmergel mit Sandsteineinschaltungen. Nach NW stößt das Meer weit auf die Böhmischa Masse vor und lagert in alten Flußtälern und Mulden fossilreiche, sandige und tonige Küstenbildungen ab. Bekannt sind vor allem die fossilreichen Schichten im Raum der Stadt Eggenburg, die dieser geologischen Zeit ihren Namen gab.

Die Ablagerungen des Eggenburgien sind im Süden von den alpinen Decken weit überschoben und liegen z. B. in der Bohrung Urmannsau 1 in 3000 m Tiefe. Die Südküste des Meeres ist weitgehend unbekannt. Nur im Untergrund des Wiener Beckens und am Rand des Korneuburger Beckens sind fossilführende Küstenablagerungen der Eggenburger Serie auf den Decken von Flyschzone und Kalkalpen erhalten und wurden später gemeinsam mit ihrer Unterlage auf die Ablagerungen des davorliegenden Molassebeckens aufgeschoben (Beilage 6).

Das Untermiozänmeer breite sich entlang des ganzen Alpen- und Karpatenbogens, vom Rhonetal im Westen bis nach Südrußland und Persien, aus. So entstand eine Verbindung des Molassemeeres zum Mittelmeer und Indischen Ozean. Gleichzeitig setzte aber eine Verflachung des Meeres im Alpenvorland ein.

III.4.3.2.6. Untermiozän: Ottangien (18,5–17,5 Mio. Jahre)

Die untermiozäne Zeitstufe Ottangien hat ihren Namen vom Ort Ottnang bei Wolfsegg im Hausruck. Dort ist in einer großen, alten Schliergrube der „Ottanger Schlier“ aufgeschlossen.

Auch dieser Zeitabschnitt ist durch eine übergreifende Meerestransgression gekennzeichnet. Im oberösterreichischen Beckenteil findet sich die „Innvierter Serie“. Das fortschreitende Seichterwerden des Meeres führt zu einer Reihe unterschiedlicher Schichtglieder, die sich vor allem durch eine mehr sandige oder tonige Ausbildung unterscheiden. In weiten Gebieten zeigen dies Sedimentstrukturen wie Wellenrippeln, Kreuzschichtungen und Gänge von im Sediment grabenden Organismen. Es war ein gezeitenbeeinflusstes Flachmeer mit Schlierablagerungen. Man unterscheidet den „Robulusschlier“ (mit Vöcklaschichten, Atzbacher Sanden und Ottanger Schlier) und den „Rotalienschlier“ (mit Rieder Schichten) sowie die „Glaukonitische Serie“ (mit Mehrnbacher Sanden, Treubacher Sanden und Braunauer Schlier). Nördlich Salzburg hielt die Ablagerung der turbiditischen Grobschüttungen der „Sand-Schotter-Gruppe“ weiter an. Sie wird einem Flußdelta, das aus den Salzburger Alpen schüttete, zugerechnet.

Entlang des Südwestrandes der Böhmisches Masse sind fossilreiche Küstensande und der sogenannte „Phosphoritsand“ (mit Knollen des Minerals Phosphorit) erhalten. Im Osten fehlen diese Küstenablagerungen und es bedeckt der „Robulus-schlier“ mit grauen, teilweise sandigen, gebankten bis geschichteten Tonmergeln und Tonen den Rand des Dunkelsteiner Waldes sowie des Manhartsberges und füllt das Molassebecken aus. Die „Prinzen-dorfer Sande“, gelbliche, gebankte Feinsande, sind eine Einschaltung im Robulusschlier. Entlang der Alpenstirn treten während des Ottangien Schuttfächer mit Flyschsandsteingerölle auf. Die Transgression greift mit dem „Zellerndorfer Schlier“ über die Eggenburger Schichten hinweg auf die Hochfläche der Böhmi-

schen Masse und verursacht im Norden die Entstehung der Kohlesümpfe von Langau.

Zu Ende des Ottangien schreitet von Bayern her die Verflachung des Meeres fort. Es kommt zu einer Aussüßung und Verbrackung im Küstenbereich. Weit verbreitet lagern sich entlang der bayrisch-österreichischen Grenze, im Tullner Feld und in der Molasse nördlich der Donau die „Oncophora-Schichten“ ab. Es sind gelbliche, gut geschichtete, glimmerige Feinsande mit Tonlagen und mit *Oncophora* oder richtiger *Rzechakia*, einer kleinen Brackwassermuschel, die in Flußdeltas lebte.

III.4.3.2.7. Oberstes Untermiozän: Karpatien (17,5–16,5 Mio. Jahre)

Mit dem Ende der Deckenüberschiebungen und der Hebung der Alpen zieht sich das Meer aus dem Alpenvorland zurück. Die Meeresüberflutung des Karpatiens erfolgt bereits über die neu aufgeschobene Waschbergzone hinweg (siehe Beilage 8 und Kapitel III.5.). Dieses Meer reicht über das Pannonische Becken nach Süden und über eine Meeresstraße in Slowenien zur Adria. Es ist dies die Zeit, in der die Einsenkung des Wiener und Korneuburger Beckens in den alpin-karpatischen Deckenbau beginnt und diese Becken eine eigene, von der Molassezone getrennte geologische Entwicklung nehmen. Die Meeresüberflutung reicht nach Westen nur noch bis an eine Küstenlinie zwischen Maissau und Tulln. Der tiefste Bereich des Beckens liegt bei Laa a. d. Thaya mit etwa 300 m Wassertiefe. Die Sedimente der „Laaer Serie“ sind graue, gut gebankte Tonmergel mit geringen Sandlagen. Sie enthalten eine reiche Mikrofauna, grabende Bivalven, Gehäuse von Flügelschnecken und *Nautilus*. In küstennahen, sandigen Ablagerungen findet sich eine reiche, subtropische Molluskenfauna.

III.4.3.2.8. Mittelmiozän: Badenien (16,5–13 Mio. Jahre)

Zu Beginn des Badenien überflutet das Meer aus Osten, vom Indischen Ozean

kommen, neuerlich die Molassezone. Die Verbreitung der „Badener Serie“ reicht aber auch diesmal nur bis in die Gegend von St. Pölten, wo ein Fluß mit groben Schüttungen aus den Alpen in das Meer mündet. Er hinterließ das „Hollenburg-Karlstettener Konglomerat“. Die Überflutung greift auch in die alte Rinne der Wachau bis gegen Spitz hinein. Beginnend vom Fuß des Manhartsberges dehnt sich dieses Meer in der karpatischen Vortiefe bis nach Polen und in die Ukraine aus.

Nördlich der Donau lagern sich neben fossilreichen, graugrünen Tonmergeln weitverbreitet die sandigen Seichtwasserbildungen der „Grunder Schichten“ ab. Bei Mailberg wachsen Rotalgenriffe und bauen mächtige Lithothamnienkalke auf. Teilweise kommen durch die Hebung der Alpen Blockschichten zur Ablagerung, die Gerölle von 1–2 m Durchmesser enthalten.

III.4.3.2.9. Mittelmiozän: Sarmatien (13–11,5 Mio. Jahre)

Im Sarmatien reicht nochmals ein Meeressarm aus dem Wiener Becken in die Molassezone. Ablagerungen des sarmatischen Brackwassermeeres finden sich in einem schmalen Streifen zwischen Hollabrunn und Krems. Es sind graugrüne Tonmergel mit fossilreichen Sandlagen.

III.4.3.2.10. Jüngeres Miozän: Pannonien und Pontien (11,5–5,3 Mio. Jahre)

Nach dem Ende des Ottangien verlandet die westliche Molassezone endgültig. In der Zeit des Karpatien sind dort Abtragungsvorgänge wirksam. Im Gebiet der Salzach entstehen im Mittelmiozän die Kohlevorkommen von Trimmelkam und Wildshut, dann verlagert sich die Bildung der Kohlesümpfe nach Osten. Zunächst werden im Sarmatien die unbedeutenden Kohleflöze von Mundering, dann noch weiter im Osten während des Pannonien die Kohlen des Hausruckreviers zwischen Ampflwang und Wolfsegg abgelagert. Darüber lagern die Flußschotter des Kobernaußerwaldes und des Hausrucks. Diese Wanderung der Fazies zeigt ein Kippen

des Beckens gegen E an, die sich in einer Änderung der Flußrichtung in den Hausruckschottern auswirkt. Früher strömten die Flüsse nach Westen, zum Rhonetal, ab dem Pannonien aber in die Richtung der heutigen Donau.

In Niederösterreich erstreckt sich im untersten Pannonien, ähnlich wie im Sarmatien, nochmals ein schmaler Meeresarm aus dem Wiener Becken bis in die Gegend von Langenlois. Grünliche Congerientegel sind in kleinen Resten erhalten. Die Hauptverbreitung haben die Flußablagerungen der Urdonau von Krems her über Hollabrunn und Mistelbach bis in das Wiener Becken. Es sind dies die „Hollabrunner Schotter“ des Pannonien und Pontien, mit gelbbraunen Kiesen und Sanden, die bei Mistelbach im Pannonischen See ein großes Delta gebildet haben. In diesen Ablagerungen sind Reste großer Säugetiere wie *Mastodon*, *Dinothereium* und Nashorn nicht selten.

III.4.3.2.11. Pliozän bis Gegenwart (5,3–0 Mio. Jahre)

Ab dem Pliozän ist durch Hebung der Alpen vor allem die Abtragung wirksam. Sedimente aus dieser Zeit sind nur selten erhalten, so z. B. die frühesten Lößablagerungen bei Krems und die „Rote Lehmserie“ aus dem Weinviertel. Die Donau bildet ihren gegenwärtigen Verlauf aus.

Im Pleistozän, also während der Eiszeiten und Zwischeneiszeiten (Warmzeiten) vor 1,8–0,01 Mio. Jahren, wurden weite Gebiete des Alpenvorlandes mit Moränen und Flußschottern bedeckt. Dazu kommen, vor allem im Weinviertel und in der weiteren Umgebung von Linz, große Flächen, auf denen Löß abgelagert wurde. Schotter älterer Eiszeiten sind auf höher gelegenen Altflächen zu finden, wie z. B. die älteren Deckenschotter vom Innviertel bis zur Enns und im Gebiet Strengberg-Haag-Weistrach.

Ein erheblicher Teil der pleistozänen Schotter stammt aus der letzten (Würm-) Eiszeit. Diese Schotter können bis über 30 m mächtig werden. Teilweise sind sie zu „Nagelfluh“ verfestigt, wie z. B. bei Kremsmünster, im Ennstal und bei Waid-

hofen an der Ybbs. Im Tullnerfeld erreichen die Jungpleistozänschotter zwischen Traismauer und Wördern zwischen 7 und 19 m Dicke (Mächtigkeit). Bei der Bohrung Moosbierbaum K1 wurde in 2,8 m Tiefe beim Aushub der Spülgrube der Rest eines Zahnes von *Mammuthus primigenius* gefunden. Ähnliche Funde sind aus dem Donautal und aus dem Traisental bekannt. Östlich Krems werden diese Schotter sogar 28 m mächtig. Die heutigen Oberflächenformen der Molassezone erhielten ihre letzte Prägung vorwiegend in der Pleistozänzeit.

In der Nacheiszeit (Holozän), die etwa 10.000 Jahre vor der Gegenwart begann, ist eigentlich nur mehr die Flußerosion von Bedeutung. Dadurch wurden die Bäche und Flüsse in den Bereichen stärkeren Gefälles weiter eingetieft, während es im Flachland zur Ablagerung von Schottern, Kiesen, Sanden und Schlamm kam. Viele ältere, jüngere und holozäne Sedimente wurden und werden immer wieder umgelagert. Bei stärkerer Wasserführung der Donau wurden diese verschiedenen Sedimente bis weit in die ungarische Tiefebene verfrachtet. Mit dem Bau von Flußkraftwerken im 20. Jahrhundert fand dieser Sedimenttransport weitgehend ein Ende, lediglich die feine Schlammtrübe kann von der Donau noch mitgeführt werden.

Literaturauswahl für die Hauptkapitel III.4.1. bis III.4.3.:

ABEL, O. 1897 a und 1903; ABERER, F. 1958, 1960 und 1962; ANIWANDTER, E. et al. 1990; BRAUMÜLLER, E. 1961; BREYER, F. & DOHR, G. 1959; BRIX, F. 1960; BRIX, F. E., GÖTZINGER, K. G. H., KRÖLL, A. J. & LOGIGAN, St. D. 1963; BRIX, F. & GÖTZINGER, K. 1964; BRIX, F., KRÖLL, A. & WESSELY, G. 1977; BÜRGL, H. 1949 und 1950; DIMTER, A. 1991; ELIAS, M. 1973 und 1977; ELIÁŠ, M. & WESSELY, G. 1990; FREILINGER, G. 1963; FUCHS, R. & WESSELY, G. 1977; FUCHS, R., GRÜN, W.,

PAPP, A., SCHREIBER, O. & STRADNER, H. 1980; FUCHS, R., WESSELY, G. & SCHREIBER, O. S. 1984; FUCHS, W. 1964, 1972, 1976, 1977 und 1980a; FÜCHTBAUER, H. 1967; GLAESSNER, M. F. 1937; GRILL, R. 1937, 1947, 1957 und 1958; GRILL, R. KAPOUNEK, F. & PAPP, A. 1968b; GRILL, R. & WALDMANN, L. 1950; HAMILTON, W. 1989; HAUER, R. 1930; HERNDLER, E. 1991; HERRMANN, P. 1985; HUF, W. 1963; JANOSCHEK, R. 1957, 1961, 1964 und 1969; KAPOUNEK, J., KRÖLL, A., PAPP, A. & TURNOVSKY, K. 1965 und 1967; KEINDL, J. 1929; KIESLINGER, A. 1969; KITTLER, G. 1971; KOHL, H. 1969; KOLLMANN, H. A., BACHMAYER, F., NIEDERMAYR, G., SCHMID, M. E., KENNEDY, W. J., STRADNER, H., PRIEWALDER, H., FUCHS, R. & WESSELY, G. 1977; KOLLMANN, K. 1966 und 1977; KRÖLL, A. 1964; KRÖLL, A. & WESSELY, G. 1967; KÜHN, O. 1955; KURZWEIL, H. 1973; LADWEIN, W. 1976; LEMCKE, K. & WAGNER, R. 1961; LEMCKE, K. 1977 und 1984; MALZER, O. 1981; MILLES, R. & PAPP, A. 1957; MUHEIM, F. 1979; MÜLLER, M. 1986; MÜLLER, M., NIEBERDING, F. & WANNINGER, A. 1988; NACHTMANN, W. & WAGNER, L. 1987; NEIMEC, F. & KOCAK, A. 1976; PAPP, A. 1950 b, 1952, 1962 c und 1975; PESCHEL, R. 1983; PETTERS, V. 1936; PIFFL, L. 1971 und 1974; PLÖCHINGER, B. 1958 b; POHL, W. 1968; PREY, S. 1957; RABEDER, G. 1981; RICHTER, M. 1948 und 1950; ROETZEL, R. 1983; RÖGL, F. 1969; SCHAFER, F. X. 1914; SCHEIDEGER, A. E. 1976b; SCHERMANN, O. 1966; SCHIEMENZ, S. 1960; SCHULTZ, O. 1972; SCHULZ, E. 1963; SIEBER, R. 1958; STEININGER, F. 1963 a, 1963 b, 1969 und 1979; STEININGER, F. F., WESSELY, G., RÖGL, F. & WAGNER, L. 1986; SUESS, E. 1891; THENIUS, E. 1960; TOLLMANN, A. & KOLLMANN, K. 1957; TOLLMANN, A. 1963 a und 1985; VEIT, E. 1953; VETTERS, H. 1918 und 1923; WACHTEL, G. & WESSELY, G. 1981; WAGNER, L. 1980; WAGNER, L., KUCKELKORN, K. & HILTMANN, W. 1986; WEINHANDL, R. 1957; WESSELY, G., SCHREIBER, O. S. & FUCHS, R. 1981; WESSELY, G. 1991; WIESENEDER, H. 1965 b; WIESENEDER, H., FREILINGER, G., KITTLER, G. & TSAMBOURAKIS, G. 1976; ZÖBELEIN, H. K. 1955.

III.4.4. Muttergesteine, Speichergesteine, Migration und Lagerstättenbildung in der Molassezone und deren sedimentärem Untergrund

In diesem Kapitel wird der Frage nachgegangen, in welchen Gesteinen der Molassezone sich das dort gewonnene Erdöl und Erdgas gebildet hat und etwa wo in diesem Becken und zu welcher Zeit das geschehen sein kann. Dann werden die Speichergesteine behandelt. Zu den wichtigsten Eigenschaften von Speichergesteinen zählen deren effektive Porosität (= Nutzporosität in Volumsprozenten) und deren Durchlässigkeit (Permeabilität in Millidarcy = mD). Nähere Erläuterungen werden in den Kapiteln II.1.4.1. und II.3.5.3. gegeben.

Speichergesteine sind Naturkörper, die schon, bedingt durch die Art ihrer Entstehung, über größere Entfernung nicht völlig homogen (gleichartig) sein können. Sowohl in vertikaler wie in horizontaler Erstreckung werden daher Unterschiede auftreten, die sich in Gestalt geänderter Porositäts- und Permeabilitätswerte äußern werden. Das bedeutet, daß z.B. ein gut poröser und permeabler Sandsteinhorizont, der eine KW-Lagerstätte enthält, in wenigen Kilometern Entfernung, geologisch bedingt, keine oder schlechten Speichergesteinseigenschaften aufweisen kann und hier daher kein Prospektionsziel darstellt.

Eine umfassende Beschreibung der wichtigen Eigenschaften eines Speichergesteins ist nur dort möglich, wo entsprechend viele Bohrkerne vorhanden sind. Porositätswerte sind auch aus einigen geophysikalischen Bohrlochmessungen ableitbar (siehe die Hauptkapitel II.3.3. und II.3.4.). Daten, die in den folgenden Unterkapiteln III.4.4.1.2. bis III.4.4.3.2. angegeben sind, bedeuten daher eine Selektion entsprechend den zur Verfügung stehenden Bohrkernen und Bohrlochmessungen.

Bei der Beschreibung der Speichergesteine ist ausdrücklich zu vermerken, daß keinesfalls alle angeführten Schichten überall, wo sie vorkommen, auch ölfördernd sein müssen. Die KW-Führung

wird jedoch im Abschnitt IV.4. ausführlich beschrieben.

Schließlich wird überlegt, auf welchen Wegen die Kohlenwasserstoffe an die heutigen Fundorte gelangt sein können. Der besseren Übersicht wegen und weil es, wie man sehen wird, deutliche Unterschiede gibt, wird nach der natürlichen Dreiteilung der österreichischen Molassezone in Abschnitte westlich der Böhmisches Masse, auf dem Sporn der Böhmisches Masse (östlich Steyr bis St. Pölten) und östlich der Böhmisches Masse, vorgegangen. Einen geologischen Überblick mit den zitierten Bohrungen gibt Beilage 5.

Zum besseren Verständnis der Angaben über die Speichergesteine sollen die nachfolgenden Bemerkungen dienen.

III.4.4.1. Molasse westlich und südwestlich der Böhmisches Masse – Oberösterreich

von Otto MALZER

III.4.4.1.1. Muttergesteine

Nach mindestens 35 Jahren intensiver Suche nach KW und deren Förderung in der Molassezone, sollte eigentlich der Ursprung der Kohlenwasserstoffe bekannt sein, bietet doch wie in den Kapiteln II.1.1. bis II.1.3. beschrieben, die moderne Erdölgeochemie die Möglichkeit, Rohöle und auch Erdgase mit möglichen Muttergesteinen zu vergleichen und mit Hilfe von chemischen und isotopischen Markern den „Mutterschaftsbeweis“ mit ziemlicher Sicherheit zu liefern. In der Molasse gibt es damit zumindest im oberösterreichischen Anteil noch Komplikationen.

Der Hauptgrund dafür ist, daß nicht mehr das gesamte Sedimentbecken untersucht werden kann. Denn während der offene Vorlandteil des Beckens schon recht genau bekannt ist und aus dem Mittelteil, der unter den Alpen begraben ist, auch schon einige Daten vorliegen, wird der Südteil des Beckens unzugänglich blei-

KREIDE

OBERÖSTERREICH
 TEUFELSGRABENER FORMATION (O.KREIDE?)
 THANN-HARMMANDS DORFER SANDSTEIN (CONIAC-SANTON)
 MERGELFAZIES DES SCHELF I.a. (CONIAC-CAMPAN), WIRNBEGGER MERGELFAZIES (CONIAC-SANTON)
 PIBERBACHER GLAUKONITISCHE FORMATION (TURON)

NIEDERÖSTERREICH
 SCHUTZFELDSCHICHTEN, SCHIEDLBERGER FORMATION (CENOMAN)
 WESTGRENZE NEUHOFENER HAUPTSTANDSTEIN
 HOHERE UNTERKREIDE

NIEDERÖSTERREICH

OBERKREIDE i.a.

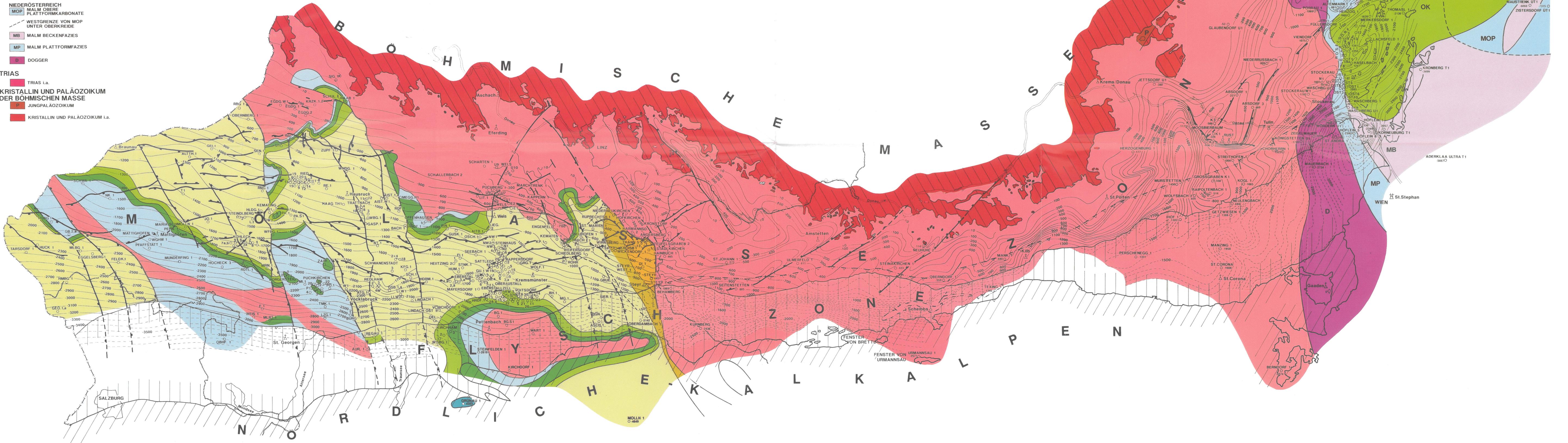
JURA

OBERÖSTERREICH
 MALM (PLATTFORMFAZIES) und DOGGER i.a.
 NIEDERÖSTERREICH
 MOP PLATTFORMKARBONATE
 WESTGRENZE VON MOP UNTER OBERKREIDE
 MB MALM BECKENFAZIES
 MP MALM PLATTFORMFAZIES
 D DOGGER

TRIAS

TRIAS I.a.
 KRISTALLIN UND PALÄOZOIKUM DER BÖHMISCHEN MASSE

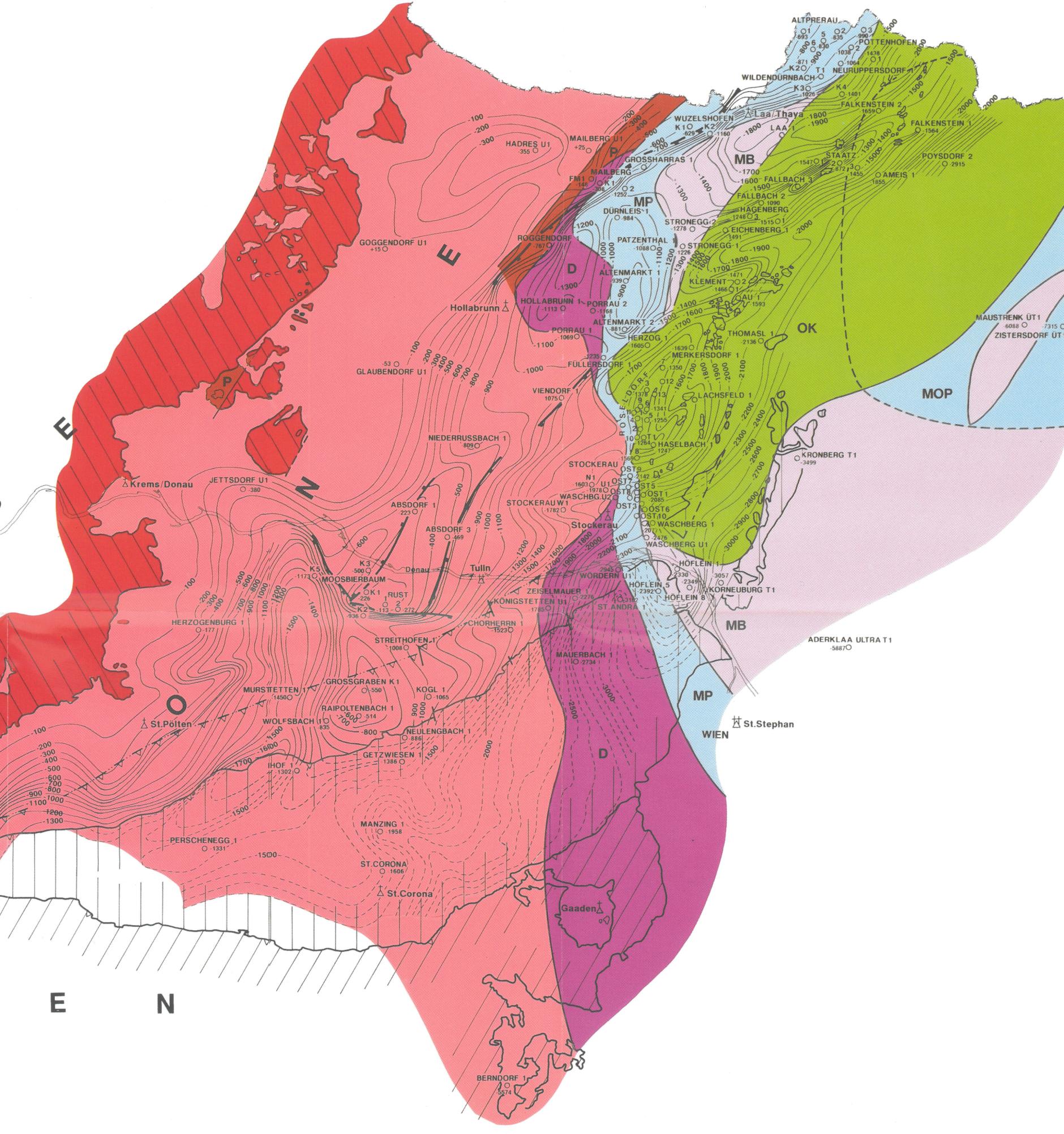
P JUNGPALÄOZOIKUM
 KRISTALLIN UND PALÄOZOIKUM i.a.



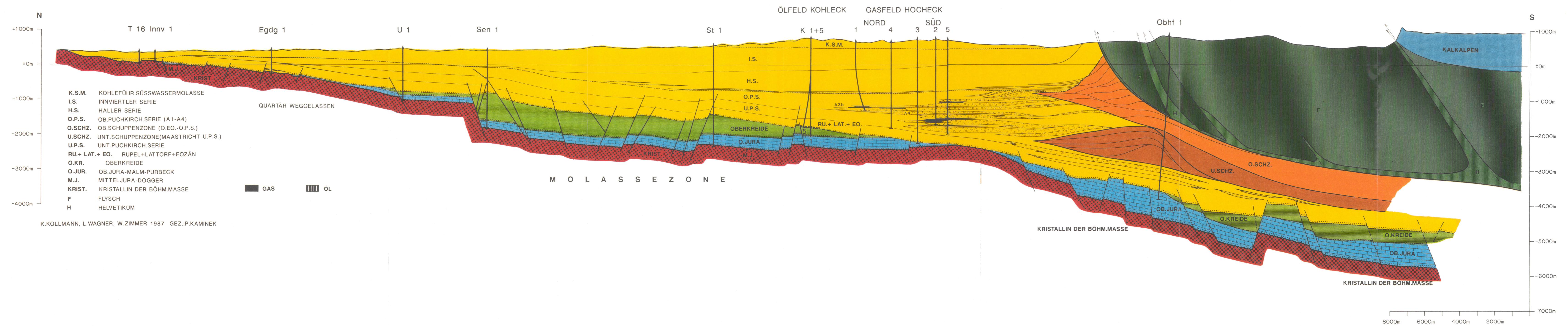
MOLASSEZONE ÖSTERREICH - RELIEF UND TEKTONIK DES UNTERGRUNDES

0 10 20km

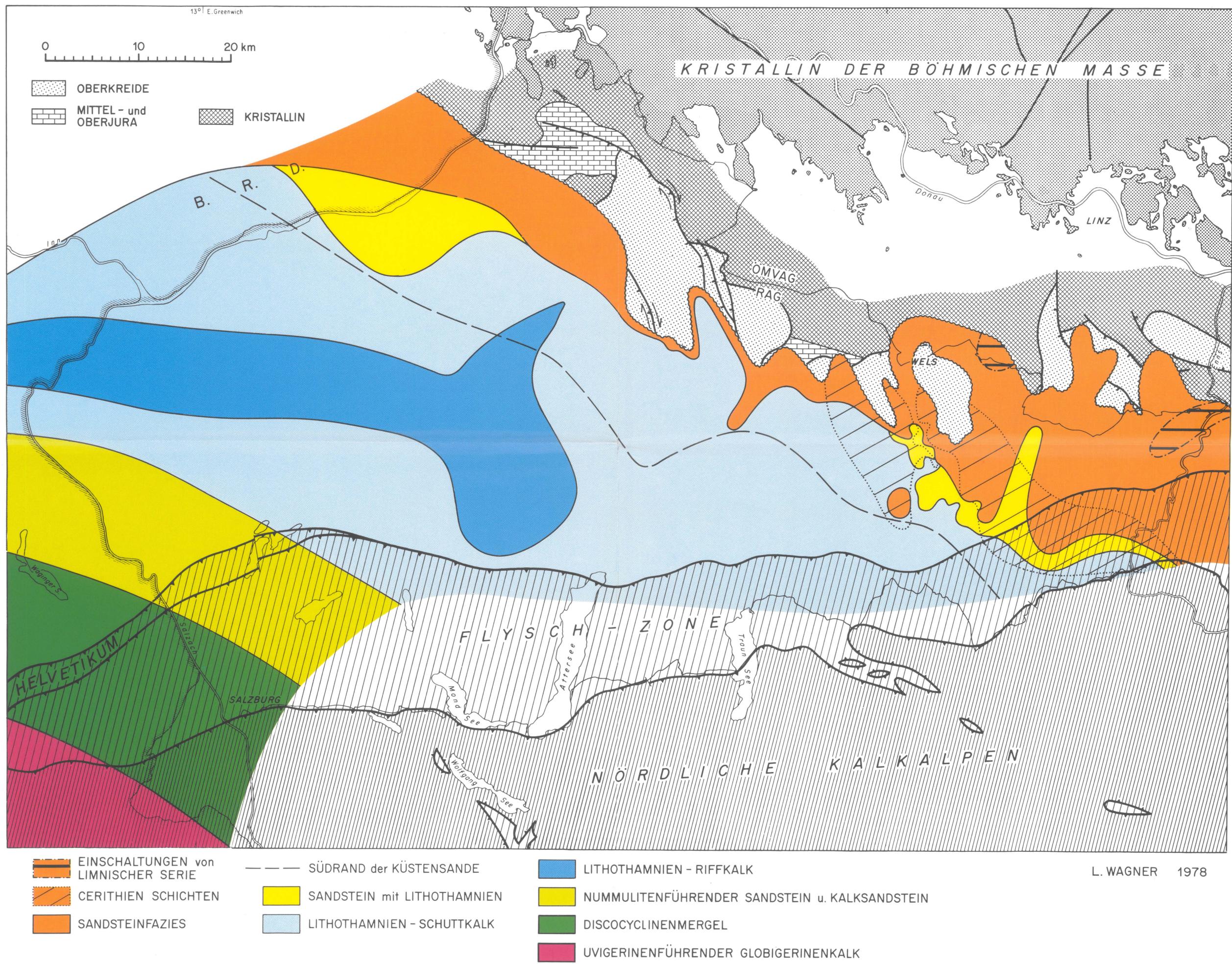
Nach ÖMV - und RAG Unterlagen, zusammengestellt L. WAGNER, G. WESSELY
gez.: R. Zartl, 1992



GEOLOGISCHES PROFIL DURCH DEN WESTLICHEN TEIL DER ÖSTERREICHISCHEN MOLASSEZONE

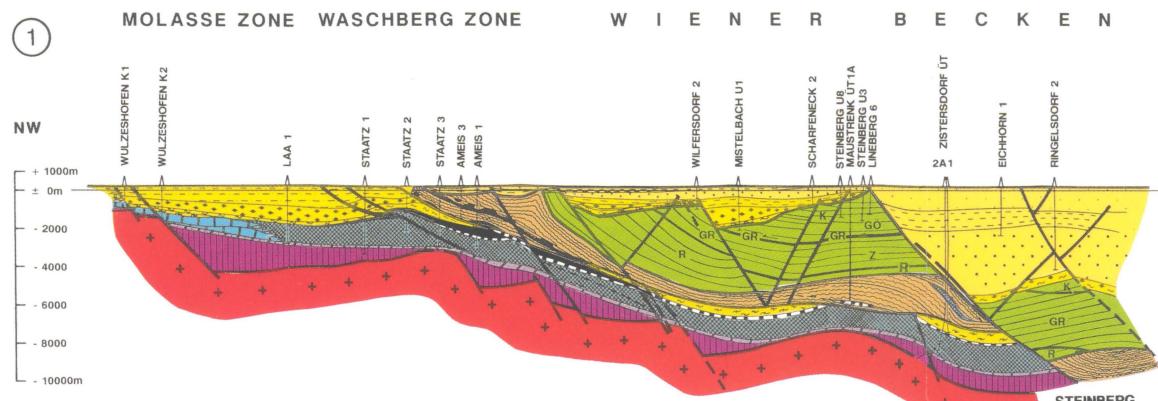


FAZIESVERTEILUNG IM OBEREOZÄN ZUR ZEIT DES OBEREN LITHOTHAMNIENKALKES

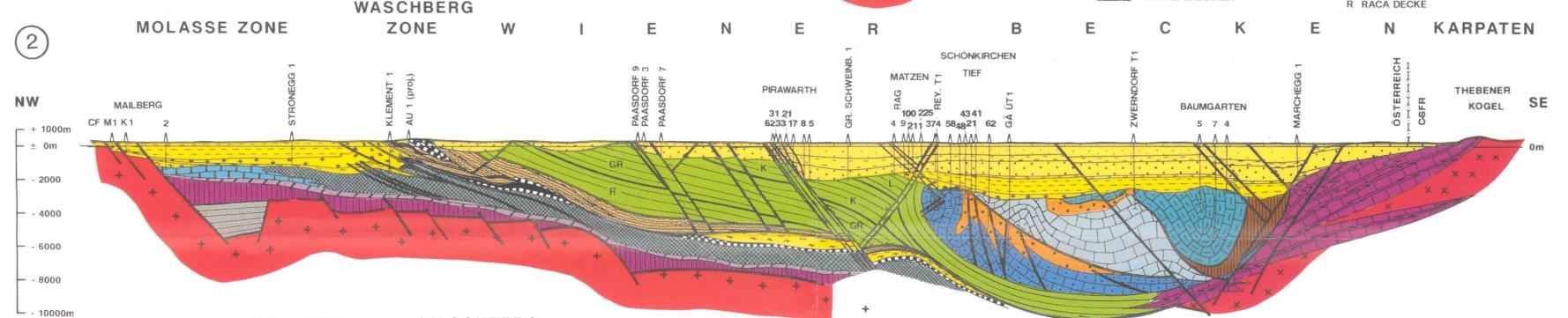


GEOLOGISCHER TIEFBAU WIENER BECKEN - MOLASSE NIEDERÖSTERREICH

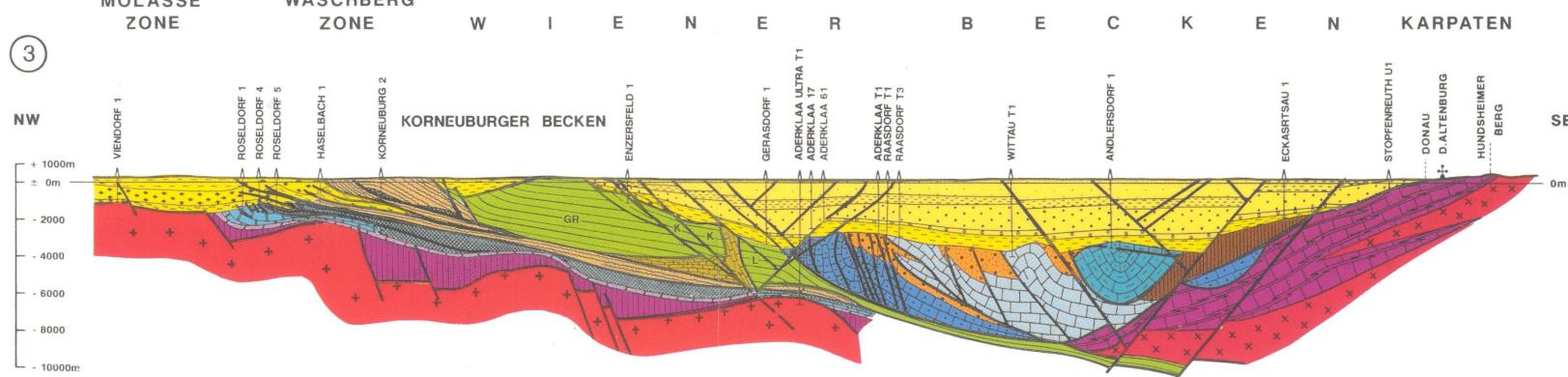
1



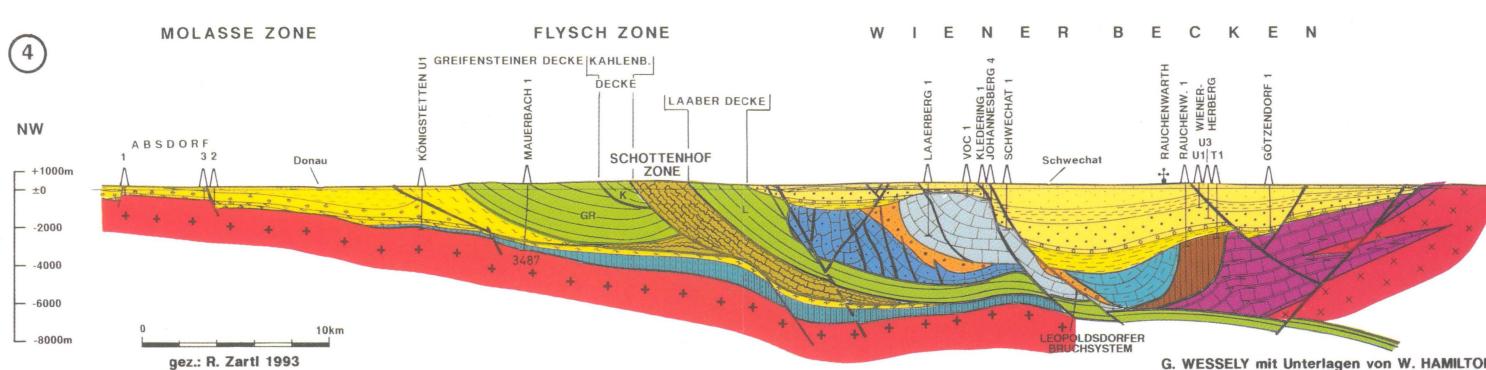
2



3



4



WIENER BECKEN, MOLASSE ZONE WASCHBERG ZONE

PONT	PONT	GRAUWACKENZONE
PANNON	PANNON	PALÄOZOIKUM
SARMAT	SARMAT	ZENTRALALPINE ZONE, TATRIDE
BADEN	BADEN	MESOZOKUM
ADERKLAER KONGLOMERAT	ADERKLAER KONGLOMERAT	KRISTALLIN
KARPAT	KARPAT	AUTOCHTHONES MESOZOKUM UND SOCKEL
OTTNANG inkl. OBERES EGGENBURG	OTTNANG inkl. OBERES EGGENBURG	OBERKREIDE (KLEMENTER GRUPPE)
EGGENBURG	EGGENBURG	OBERE KARBONATSERIE (ERNSTBRUNN FORMATION)
EGER	EGER	SCHICHTKOMPLEX der BECKENFAZIES (KURDEJOV - MIKULOV - FALKENSTEIN FORM.)
		SCHICHTKOMPLEX der PLATTFORMFAZIES (VITAVOVICE und NICOLICE - HÖFLINGER FORMATION)
		DELTA- und PRODELTAKOMPLEX (GERSTENER GRUPPE)
		AUTOCHTHONES MESOZOKUM i.a.
		PALÄOZOIKUM (KARBON - PERM)
		KRISTALLIN, z.T. INKLUSIVE PALÄOZOIKUM

DECKENGЛИEDERUNG IM FLYSCH

L LAABER DECKE

K KAHLENBERGER DECKE

GR GREIFENSTEINER DECKE

Z ZISTERSDORFER EINHEIT

GÖ GÖSTINGER EINHEIT

R RACA DECKE

STAPELUNG

CDP
2t in sec.

2209

701

CDP

N

S

