

# DIE TEKTONISCH-STRATIGRAFISCHE ENTWICKLUNG DER MOLASSE UND DEREN UNTERGRUNDES IN OBERÖSTERREICH UND SALZBURG

L. Wagner

Einleitung: Das tertiäre Molassebecken ist die nördliche Vortiefe des Alpen-Karpaten Orogens. Der Molasseanteil von Oberösterreich und Salzburg umfaßt das Gebiet zwischen dem SW-Sporn der Böhmisches Masse, der Grenze mit Bayern und dem Alpennordrand an der Oberfläche. Im S ist die Molasse von den Helvetikum-, Flysch- und Kalkalpen-Decken überschoben. Die känozoischen Sedimente werden in drei tektonische Einheiten unterteilt (Steininger & al, 1986). Die autochthone Molasse liegt relativ ungestört auf dem Mesozoikum und Kristallin des europäischen Schelfs. Die allochthone Molasse setzt sich aus den südlichen Molassesedimenten zusammen, die in den alpinen Deckenbau mit einbezogen sind. Die paraautochthone Molasse umfaßt die Molassesedimente, die auf den alpinen Decken und Schuppen abgelagert und weiter verfrachtet wurden.

Die sedimentäre Auflage des Kristallins ist durch drei Hauptzyklen mit marinen Transgressionen und Regressionen gegliedert, die durch Zeiten mit tektonischen Verstellungen und subaerischer Erosionen unterbrochen sind.

Im ersten Zyklus vom mittleren Dogger bis in die Unterkreide war der Molasseuntergrund Teil der mitteleuropäischen Karbonatplattform. Die Öffnung des Atlantik verursachte die Hebungen an der Böhmisches Masse in der Unterkreide. Mehrere marine Vorstöße aus dem helvetischen Meer erreichten in der Unterkreide die Zentrale Schwellenzone.

Im zweiten Hauptzyklus wurden zuerst (im Apt) der Salzach Block und der Perwang Block (Abb. 20) und im Cenoman der gesamte Molasseuntergrund überflutet. Die jüngsten nicht erodierten Kreidesedimente sind im Bereich der Vorlandmolasse Obercampan und in der verschuppten Molasse eingeschupptes Maastricht. Die transpressive Verformung des Molassevorlandes ab dem Alttertiär wird dem Zusammenstoß des alpinen Orogens mit dem Südrand des nordeuropäischen Kratons zugeordnet (Ziegler, 1987).

Im dritten Zyklus entwickelte sich ab dem Obereozän die alpine Orogenese. Dabei entwickelte sich das Molassemeer ab dem Beginn des Oligozän zur pelagischen Vortiefe der Alpen. Die jüngsten Sedimente unter den Flysch-Helvetikum Decken sind Untermiozän (Unteres Eggenburg). Ab dem Untermiozän überprägte die anhaltende Transpression auch die Zerrungsbrüche.

## KRISTALLINER UNTERGRUND

Das in den Kernen erhaltene Kristallin entspricht den Gesteinstypen des Moldanubikum (G. Frasl, pers. Mitt. 1985). Gekernt wurden Altenberger-, Schärdinger-, Weinsberger- und Porphyrischer Granit, Cordierit, Bänder-, Ortho- und Perlgneis, sowie Migmatite.

## STRUKTURELLE ENTWICKLUNG

Die Böhmisches Masse wird von einem System von konjugaten NW-SE und NE-SW verlaufenden Brüchen zerschnitten. Ein sekundäres Bruchsystem verläuft ungefähr E-W und N-S. Dieses Bruchsystem wurde bereits von J. Stiny (1926) und F. H. Gruber (1931) beschrieben und von Satellitenbildern interpretiert (Tollmann, 1977). Das Hauptbruchsystem begrenzt mit der Diendorfer und Steyrer Störung den anstehenden dreieckigen Kristallinsporn von Amstetten, der sich ca. 40 Kilometer unter den Alpen fortsetzt (Brix, Kröll & Wessely 1977). Das NW und NE gerichtete Bruchsystem hatte sich bereits im Paläozoikum gebildet (Schröder, 1987). Diese Brüche wurden im Unteren Jura, in der Unteren Kreide und im

Unteren Tertiär wiederbelebt. In diesen Perioden wurde der kristalline Untergrund mit seiner Bedeckung auseinandergezogen. Die Bruchschollen wurden in Oberösterreich einheitlich nach Osten geneigt. Die Sprunghöhen des Rieder und des Steyrer Bruches (Abb. 19) erreichten im tieferen Tertiär jeweils über 1000 m. Auf den tektonischen Hochlagen, dem Südrand der Böhmisches Masse, der Zentralen Schwellenzone und unter der Flyschzone auf dem Hoch von Bergern wurde das Mesozoikum stellenweise vollständig erodiert. An der Wende Eozän-Oligozän sank dieses Gebiet der zentralen Paratethys rasch ab und ein Tiefwassertrog entstand im N der Alpen. Mit dem Absinken des Molassebeckens entstand ein dichtes Netz von vorwiegend W-E gerichteten antithetischen und syntethischen Extensionsbrüchen. Im Gegensatz zu Niederösterreich ist dieses Bruchsystem in Oberösterreich und Bayern zum großen Teil noch vorhanden. Diese Phase des Hinunterbiegens der Vorlandkruste ist die Auswirkung vom Auseinanderziehen durch die Subduktion der europäischen Platte unter die periadriatische Platte und das Gewicht der nach N wandernden alpinen Deckeneinheiten (Ziegler, 1987). Aus dem im Oligozän entstandenen beckenparallelen Bruchsystem resultieren die meisten ölführenden Strukturen mit mesozoischen und tertiären Speichergesteinen. Die vertikale Sprunghöhe kann mehr als 100m erreichen. Zusätzlich zu den vertikalen Versetzungen der prätertiären und oligozänen Brüche wurden diese Brüche im jüngeren Tertiär und Quartär durch sinistral und dextral seitenverschiebende Transpressionsbrüche wiederbelebt. Dadurch wurden die Sedimente an den meisten E-W gerichteten Brüchen nach NW oder NE verschoben. Lokal wurden die härteren kalkigen Eozänsedimente von den weicheren tonig-sandigen oligozänen Sedimenten überschoben, besonders an scharfen Biegungen oder Knicken im Bruchsystem. Durch diese Kompression wurden viele der Extensionsbrüche erst dicht für Kohlenwasserstoffe. Daneben fungierten die NW und NE gerichteten Brüche im Miozän als Drainage für die Kohlenwasserstoffe von unterhalb der Alpen aus dem S. Zwei kristalline Bruchschollen, die Schallerbacher und Amstettener Bruchscholle (Abb. 20) blieben metastabil gegenüber ihren benachbarten Bruchschollen, die weiter gegen N bewegt wurden. Die Braunauer Bruchscholle ist ebenfalls eine relativ stabile Scholle, sie wurde allerdings insgesamt gegenüber den beiden oben genannten weiter nach NW bewegt. Die Kremsmünsterer Bruchscholle wurde entlang der Rodlstörung mehrere Kilometer gegen N rotiert. Die Rodlstörung schneidet die Mühl- und Donaustörungen ab. Im Paläozoikum war die Fortsetzung der Steyrer-Bruch eher der Schwandenstädter-Bruch als der Donau-Bruch. Die Perwang Bruchscholle hat die Molasseschuppen im Miozän entlang der Mattig- und Oichten-Störungen in die Zentrale Schwelle hineingeschoben. An der Westseite der Perwangscholle wurden die Sedimente des Ottang entlang der Oichten-Störung und über den hochgeschobenen Perwanger Molasseschuppen bis zu 90 Grad senkrecht aufgestellt (Lokalität: Holzmannsberg). Im N der Mattigstörung und entlang der Rodl-Störung entwickelten sich die tiefer marinen Subbecken von Puchkirchen-Mattighofen, Pfaffstätt und Lindach-Voitsdorf, die ab dem obersten Oligozän tektonisch auseinandergezogen wurden. Diese auseinanderdriftende Zone ist mindestens 10 km breit und 80 km lang. Während sich im Osten der Böhmisches Masse im höheren Miozän das Wiener Becken bilden konnte, bildeten sich im Westen nur Vorstadien, da der Untergrund im süddeutschen Raum keinen Raum zum Ausweichen hatte.

#### PALÄOZOIKUM

An der Oberfläche sind die Permokarbon Vorkommen die beiden NW- und NE-gerichteten Hauptbruchsysteme (Schröder, 1987; Ziegler, 1982; Meyer, 1989; Vasicek, 1983). Die paläozoischen Sedimente im Untergrund der oberösterreichischen Molasse scheinen auf Grabenstrukturen am Südwestrand der Zentralen Schwelle begrenzt zu sein. In der Bohrung Hochburg1 wurde mehr als 400 m wahrscheinlich paläozoische, fluviatile, dunkel bis hell graue Sandsteine, Siltsteine und Tonsteine mit Kohlelagen erbohrt. Die Permo-Karbon

Sporen ( Stefan - Unter Perm; I. Draxler, pers. Mitt., 1981) könnten in situ vor dem oberen Dogger umgelagert worden sein. In einigen Bohrungen auf der Zentralen Schwelle wurden in obereozänen Sandsteinen umgelagerte Sporen aus dem Rotliegend bestimmt (W. Klaus, pers. Mitt., 1978). Aus bayerischen Bohrungen wurden Pflanzen aus dem Karbon gewonnen (Berger, 1959). In den Mulden kann die rote Verwitterungskruste des Kristallins 30 m erreichen. Sie enthielt bisher keine bestimmbar Sporen. Das Vorkommen von größeren Gehalten an H<sub>2</sub>S ist auf Strukturen mit Paläozoikum beschränkt. Bisher wurden keine Kohlewasserstofflagerstätten in paläozoischen Speichern in Österreich entdeckt.

## JURA

Die Ablagerungsräume der Zentralen Paratethys sind auf der stratigrafischen Tabelle (Abb. 21, Abb. 22) für Oberösterreich und Salzburg in drei Zonen unterteilt: die Fazies nördlich und südlich der Zentralen Schwellenzone und die Zone unterhalb bzw. ab der Oberkreide innerhalb der Schuppenzone.

## DOGGER

Die ältesten erbohrten mesozoischen Gesteine sind Flußsande vom braided stream Typ, die über Sümpfe mit Ton und Kohlelagen in flach marine Sande übergehen. Die Pollen aus den Tonlagen stammen aus dem Bathonien und Bajocien (W. Klaus, pers. Mitt., 1978). Die marinen Anteile dieser Schichten der Grestener Gruppe korrelieren mit der "Oberen Quarz Arenit Serie" in Niederösterreich und den mittelljurassischen Sandgruben bei Regensburg. Ab dem Callovien wurde auf dem tropischen Schelf entlang der Böhmisches Masse den gesamten Oberjura hindurch bis in die Unterkreide Karbonate abgelagert. Die größte Wassertiefe wurde bereits im Callovien im Südwesten unter den Salzburger Alpen erreicht. Das Karbonatprofil beginnt mit dunkel graubraunen, arenitischen, knolligen Mikriten der Höflein-Formation. Sie enthält zahlreiche Hornsteinknollen, Schwammnadeln, stellenweise Lumachellen von Bivalven und vereinzelt Belemniten und unbestimmbare Ammonitenreste. Die Höflein-Formation setzt sich in Niederösterreich (Sauer et al., 1992) und wurde erst kürzlich wieder aus seichten Bohrungen aus der Umgebung von Regensburg beschrieben (Meyer & Schmidt-Kaler, 1993). In Oberösterreich werden aus dem Dogger geringe Mengen Öl aus den Sandsteinen und vor allem aus der sekundären Lösungs-Porosität der Hornsteine in den Feldern Haindorf und Voitsdorf gewonnen.

## OBERJURA - MALM

Über der Höflein-Formation korrelieren glaukonitische Kalklagen mit der Glaukonitbank an der Dogger - Malm Grenze in den Aufschlüssen in der fränkischen Plattform in Bayern (Meyer & Schmidt-Kaler, 1984). Die Algen- und Schwammkalke des Kimmeridge und Oxford werden von Korallenriffen und ihrem Detritus überlagert. Die Oolith- und Grainstonefazies des hochenergetischen Bereiches umgibt die Riffe. Im Südosten, im Bereich Voitsdorf, Mayersdorf und Kirchdorf wuchsen die ersten Korallen bereits an der Wende Dogger - Malm. Die Äquivalente des voll marinen Anteils der oberjurassischen Karbonate sind die Altenmarkt Gruppe in Niederösterreich und die Kehlheimer Fazies in Bayern. Die typische Schwamm-Tubiphyten Assoziation der Treuchtlinger-Formation in Franken wurde auf beiden Seiten der Zentralen Schwelle in den Bohrungen Zell am Pettenfirst, Redltal 1 und Mühlberg 1 gekernt. Die Ablagerungen der Salzlagune und Wattfläche des Purbeck vom Tithon bis in das untere Berriasien setzt sich aus dünnbankigen, feinkristallinen, dunklen Dolomiten, Kieselkalken, Stromatolithen und Breccien zusammen. "Bird's eye" (kleine Schrumpfpore in lagunären Dolomiten), "black pebbles" (eingeschwemmte Breccien von Bodenbildungen), fecal pellets (Favreina) und Algenreste (Bankia) sind die charakteristischen

Sedimentstrukturen. Immer wieder werden Characeen aus Süßwasserbereichen eingeschwemmt. Im Oberjura beginnt die allmähliche Verflachung des Meeres zuerst am Südwestrand der Böhmisches Masse und setzt gegen Westen in kontinuierlich jüngeren Sedimenten ein. Die größte Mächtigkeit von Jurakarbonaten wurde bisher mit 557 m in der Bohrung Hochburg 1 durchteuft. In der Unterkreide wurde der Jura großräumig erodiert und stark verkarstet. Nach der Interpretation der Fazies und Seismik sollten in diesem Gebiet ursprünglich zwischen 600 und 1000 m Jura sedimentiert worden sein.

## KREIDE

Die Unterkreide (Abb. 23) wurde bisher nur in einem stratigrafisch lückenhaften Profil in den Kalken und Sandsteinen der Bohrung Mühlberg 1 auf der Salzach Bruchscholle südlich der Zentralen Schwelle erbohrt. Ab dem Apt-Alb wurden glaukonitische, kalkige und tonige Gault-Sandsteine durch Stürme auf dem Schelf südlich der Zentralen Schwelle abgelagert (Nachtmann & Wagner, 1987) und sind in Bayern im Feld Hofolding das Speichergestein für Öl. In den vom Karst geformten Vertiefungen im Nordosten der Zentralen Schwellenzone sind mit den hellgrauen, weißen, roten und grünen, fossilleren, grobkörnigen Sandsteinen der Schutzfels-Formation die ältesten Kreide-Sedimente als Reste von Flüssen erhalten geblieben. Die Karstspalten sind bis zu 100 m unter der Juraoberkante noch mit Kreide gefüllt. Die marine Transgression fängt mit dunkelgrünen bis schwarzen Tonmergeln oder gleich mit den Sturmlagen der flachmarinen Glaukonitsandsteine der Regensburg-Formation. Echte Strandsande sind mit maximal einem Meter mächtigen Breccien auf eine schmale NW-SE-gerichtete Zone beschränkt, die subparallel zur erosiven Jura-Karbonatgrenze in Richtung zur Böhmisches Masse verläuft. Die cenomanen Sandsteine erreichen Mächtigkeiten zwischen 15 und 70 m. Der Hauptanteil der Regensburg-Formation besteht aus von Stürmen auf einem breiten Schelf verteilten Sandsteinen. Diese Tempestite sind durch den ständigen Wechsel von lamiierten Sturmlagen mit flach einfallender Schrägschichtung und einzelnen Fluchtgrabgängen und den Lagen, in denen die grabenden Lebewesen genügend Zeit hatten, die Sturmlagen zu durchwühlen, geprägt. In einer vollständigen Abfolge ist der untere Abschnitt kieselig und der höhere kalkig zementiert. Der untere Anteil ist von den Spurenfossilien Ophiomorpha und der mittlere von Skolithos und grabenden Bivalven dominiert. Die oberen Schichten beginnen mit einer dichten kalkigen glaukonitischen Sandsteinlage mit roten Flecken und Zonen, die durch eingeschwemmte oxydierte Tonminerale verursacht wurden. Diesen Marker erkennt man auf dem Log am hohen Widerstand und im Kern an den bis 4 cm großen Quarz- und Feldspatkristallen und den häufigen großen Wühlgängen von Seeigeln. Der oberste Anteil besteht aus einer Abfolge von porösen und dichten kalkigen Glaukonitsandsteinen und spiculitischen Kalkknollen und Lagen (Polesny, 1983). Die basalen und mittleren Schichten wurden unter der normalen Wellenbasis auf dem inneren Schelf abgelagert. Mit dem Marker transgredierte das Kreidemeer weiter auf das Kristallin der Böhmisches Masse und die meisten erhalten gebliebenen Lagen des oberen Cenoman repräsentieren die Ablagerungen des äußeren Schelfs. Die cenomanen Grobklastika werden im Unterturon von schwarzen glaukonitischen Tonmergeln des äußeren Schelfs überlagert. Nach oben schalten sich wieder Tempestite mit Glaukonitsandsteinen ein. Die Ichnofazies wird von Skolithos dominiert. Die Grenze zwischen Cenoman und Turon liegt wahrscheinlich inmitten der unterturonen Schichten, wird aber in der Ölindustrie aus praktischen Gründen an der lithologische Grenze Sandstein-Tonmergel gezogen (Küpper, 1964). Vom Oberturon bis Obercampan wurden Globotruncanen führende Schichten mit schwarzen, dunkelgrünen bis hellgrauen, stark durchwühlten, schwach siltigen Tonmergeln auf dem äußeren Schelf abgelagert. Nördlich der Zentralen Schwelle wurden im Obercampan 300 m Sandsteine akkumuliert, die gegen Südwesten auskeilen. Die größte Kreidemächtigkeit wurde mit 800 m in der Bohrung

Senftenberg 1 durchbohrt. Im östlichsten Teil der oberösterreichischen Kreide entwickelte sich eine sandreiche Sonderfazies, die auf einen schmalen Streifen am Steyrer Bruchsystem beschränkt ist. Diese Fazies wurde in lokale lithostratigrafische Formationen unterteilt (Wessely et al., 1981). In der direkten Nachbarschaft ist kein sandiger Einfluß zu erkennen, was durch eine tektonische Verschiebung der Fazieszonen erklärt werden könnte. Aus den Bohrungen Sierning 1 und Gründberg 1 konnte eine Molluskenfauna bestimmt werden (H. Kollmann pers. Mitt., 1987). In den Molasseschuppen wurden Globotruncanen führende Tonmergel von Campan bis Ober Maastricht mittransportiert. Öl und thermisches Gas wird aus den cenomanen Sandsteinen und aus den Sandsteinen am Steyrer Bruch gefördert. Aus dem ölführenden unterturonen Glaukonitsandstein konnte bisher keine wirtschaftliche Förderung eingerichtet werden.

### TERTIÄR

Das Meer hatte sich tieferen Tertiär auf das Flysch und Helvetikum Becken zurückgezogen. Im Obereozän überflutete das Meer wieder den Rand der Böhmisches Masse. Das ist der Anfang des eigentlichen Molassebeckens. In Oberösterreich und Salzburg ist im Gegensatz zu Niederösterreich die gesamte obereozäne Abfolge erhalten geblieben. F. Rögl hat die biostratigrafische Gliederung erstellt und die chronostratigrafischen Reichweiten in der zentralen Paratethys den kürzlich revidierten känozoischen geochronologischen und chronostratigrafischen Tabellen (Abb. 24) zugeordnet (Berggren et al., 1995).

### FAZIESVERTEILUNG IM EOZÄN (Abb. 25)

Das an den NW- und NE-streichenden Störungen in gekippte Bruchschollen zerlegte Prätertiär wurde von Flüssen weitgehend eingeebnet. In den verbliebenen tektonischen Tieflagen in Grabenstrukturen und entlang von Brüchen sind die Reste der Fluß und Aulandschaften der Voitsdorf-Formation erhalten. Am weitesten verbreitet sind die von meandrierenden, sandgefüllten Flußkanälen durchschnittenen bunten, roten, olivgrünen, ocker, weiß und grau gefärbten Tone mit Wurzelböden. Lokal z.B. im Feld Voitsdorf werden die fluviatilen Tieflandsedimente noch von den ineinandergreifenden Flußkanalsande des braided stream Bereiches unterlagert. Im Obereozän war die Zentrale Schwellenzone die flache Meereszone, die Lagune im Norden vom offenen Meer im Süden getrennt hatte (Wagner, 1980). Die absinkende Flußlandschaft wird von einer bis 3 m mächtigen, in sumpfigem Gelände entstandener Kohlelage bedeckt. Die darauf folgenden paralischen Cerithien-Schichten werden durch mit Sand gefüllten Gezeitenkanälen durchschnitten und gehen allmählich in periodisch überschwemmte Sandflächen über. In drei Hauptzyklen breitet sich das Meer immer weiter nach Norden aus. An der Küste der Lagune und an der Schwellenzone werden die flachmarinen Sande der Ampfinger-Formation sedimentiert. Die Ichnofazies wird von Ophiomorpha dominiert. Die Rotalgen (Corallinaceen) und Korallenriffe haben ihr Zentrum ungefähr an der Zentralen Schwelle und schütten ihren Detritus nach Norden in die Lagune und nach Süden in den höherenergetischen, offenen marinen Schelf. Die ersten Resultate aus einer Studie über Algenvergesellschaftung im Eozän aus den Bohrkernen, die an der Universität in Wien von M. Rasser durchgeführt wird, deuten ebenfalls auf mindestens drei Zyklen mit Absenkung und Auffüllung hin. Die seichter marine Corallinaceen-Assoziation wechselt mit der etwas tieferen Bereichen zugeordneten Peyssoneliaceen-Assoziation ab. Diese Abfolge läßt sich mit Untersuchungen an den Riffen von Ras Abu Soma in der Bucht von Safaga im Roten Meer vergleichen (Piller & Rasser, 1996; Rasser & Piller, 1996). Am Schelfabhang werden Sedimente von immer tieferen Ablagerungsräumen durch ihre Foraminiferenassoziation unterschieden. Die Zone mit Großforaminiferen, im seichteren Wasser mit Nummuliten und im tieferen mit Discocyclinen,

wird von Sedimenten des tieferen Abhanges mit Uvigerinen und Globigerinen gefolgt. Die lithostratigrafischen Einheiten gliedern sich vom flacheren zum tieferen Bereich in den Nummuliten Sandstein, den Discocyclinen-Kalk und -Mergel der Perwang-Formation, und den Globigerinen-Kalk und -Mergel der Nußdorf-Formation, die z. t. in das untere Oligozän reicht. Öl und thermisches Gas wird aus den Sanden der Voitsdorf-Formation, der Cerithien Schichten, der Ampfing-Formation und dem Nummuliten Sandstein und den Rotalgenkalken gefördert.

#### OLIGOZÄN (Abb. 26, Abb. 27)

Beckensedimente (Turbidite, Contourite, Rutschungen und Hemipelagite): Die turbiditische Flyschsedimentation wurde im Kiscell vom Flysch-Helvetikum Trog in die Molasse-Vortiefe nach Norden verlagert. Die turbiditischen Sandsteine der Deutenhausen-Formation erreichen in der allochthonen Molasse in Bayern Mächtigkeiten von ca. 1000 m. In der Aufschlußbohrung Aurach 1 wurden ca. 100 m Deutenhausener Sandsteine in der autochthonen Molasse unter der Flyschzone erbohrt. Die Deutenhausener Sandsteine haben meistens vollständige Bouma-Abfolgen mit den aus dem Flysch bekannten Sohlmarken. Nach Norden schließen im Kiscell und unteren Eger die schwarzen bis dunkelgrauen, kalkigen, siltigen und pelitischen distalen Anteile der Turbidite und die hellgrauen kalkigen Sandsteinlagen, Linsen und Rippeln von Contouriten der Rogatsboden-Formation an. Sie beinhalten eine kleinwüchsige Tiefwasser-Foraminiferen Fauna. Die Hauptmasse der oligozäne Schuppensedimente in den Bohrungen Oberhofen 1, Mühlreith 1, Weisenkirchen oder Aurach 1 wird von der Rogatsboden-Formation eingenommen. An der Oberfläche steht sie in der allochthonen Molasse von Rogatsboden an. Die Contourite sind in Bayern in den Bachbetten der Ammer (Lokalität Scheibum) und der Traun bei Siegsdorf aufgeschlossen. In den obersten Molasseschuppen, die ursprünglich am weitesten im Süden sedimentiert wurden, sind große Massen eingerutscht, die nahezu ausschließlich aus Helvetikum-Olistolithen bestehen. Ab dem mittleren Kiscell reichen die dunkelgrauen bis graubraunen, distal kalkigen und pelitischen Turbidite der Zupfing-Formation weit nach Norden auf das Massiv. Lokal verzahnen sie sich mit Turbiditen, die aus dem Norden geschüttet wurden und sich an Brüchen angesammelt haben. Diese Formation steht in Österreich nur im Untergrund an. Das vollständigste Profil wurde in der Bohrung Zupfing im Nordwesten von Ried im Innkreis durchteuft. Mit dem Wandern der alpinen Decken einschließlich der Molasseschuppen nach Norden verlagerte sich die tiefe Beckenachse des Molassebeckens. Ältere Sedimente der Rogatsboden-, Zupfing- oder Eferding-Formation wurden tiefgründig erodiert und kontinuierlich durch jüngere Tiefwassersedimente ersetzt. Die tiefsten Bereiche wurden im Eger und tieferen Eggenburg durch die bis 2000 m mächtigen Sedimente der Puchkirchener Gruppe aufgefüllt. Die Füllung aus Unterer und Oberer Puchkirchen-Formation besteht zu mehr als 80% aus Rutschmassen von den beiden Seiten des Beckens. Rutschmassen von Sedimenten der Zupfing- und Eferding-Formationen aus dem Norden wechseln sich mit Rutschmassen aus den aufgeschobenen Molasseschuppen mit Sedimenten der Rogatsboden-Formation und den bereits wieder umgelagerten Puchkirchen-Formationen. Dazwischen liegen die hellgrauen kalkigen Konglomerate und Sandsteine der neuen Turbidite und Contourite aus dem Süden. Sämtliche Becken und Hangsedimente werden von zahlreichen submarinen Erosionen durchschnitten und umgelagert. In der Oberen Puchkirchen-Formation schneiden die Erosionen von Osten und Norden fortschreitend tiefer in die älteren Puchkirchener Schichten ein bis zur Perwanger Bruchscholle. Diese erosiven Einmündungen wurden von über 300 m mächtigen Puchkirchener Sedimenten im Eggenburg aufgefüllt. Die meisten dünnbankigen Gasspeicher mit feinkörnigen Sandsteinen an der nördlichen Vermergelungszone sind Contourite (z. B. in Gasfeldern Atzbach, Zell am Pettenfirst und Pfaffstätt). In den oberoligozänen Puchkirchener

Konglomeraten wurden in einigen Bohrungen trachy-andesitische vulkanische Aschenlagen gekernt. Diese Aschen könnten mit den oligozänen Intrusionen an der periadriatischen Linie zusammenhängen (Mair et al., 1993).

Hangsedimente (upwelling):

Vom nördlichen Anstieg des tiefen Beckens und am Hang wird die Sedimentabfolge vom System des aufsteigenden Tiefenwassers geprägt (Abb. X2). Die distalen Turbidite aus dem Süden und lokalen Turbidite aus dem Norden gehen allmählich in eine Zone mit lageweisen Massenvorkommen von einzelnen Arten von Nannoplankton über, dem Bändermergel im Kiscell. Der faziell folgende helle Dynow Mergel ist ein reiner Nannoplanktonschlamm. Unter der sauerstoffarmen Zone werden kalkige und pelitische Fishschiefer abgelagert. Der Schöneck-Fishschiefer des unteren Kiscell führt Phosphoritknollen und gilt als Muttergestein für das Molasseöl in Oberösterreich. Die Fishschiefer der Ebelsberg-Formation im jüngeren Oligozän haben lokal große Anhäufungen von Diatomiten und führen ebenfalls Phosphoritknollen.

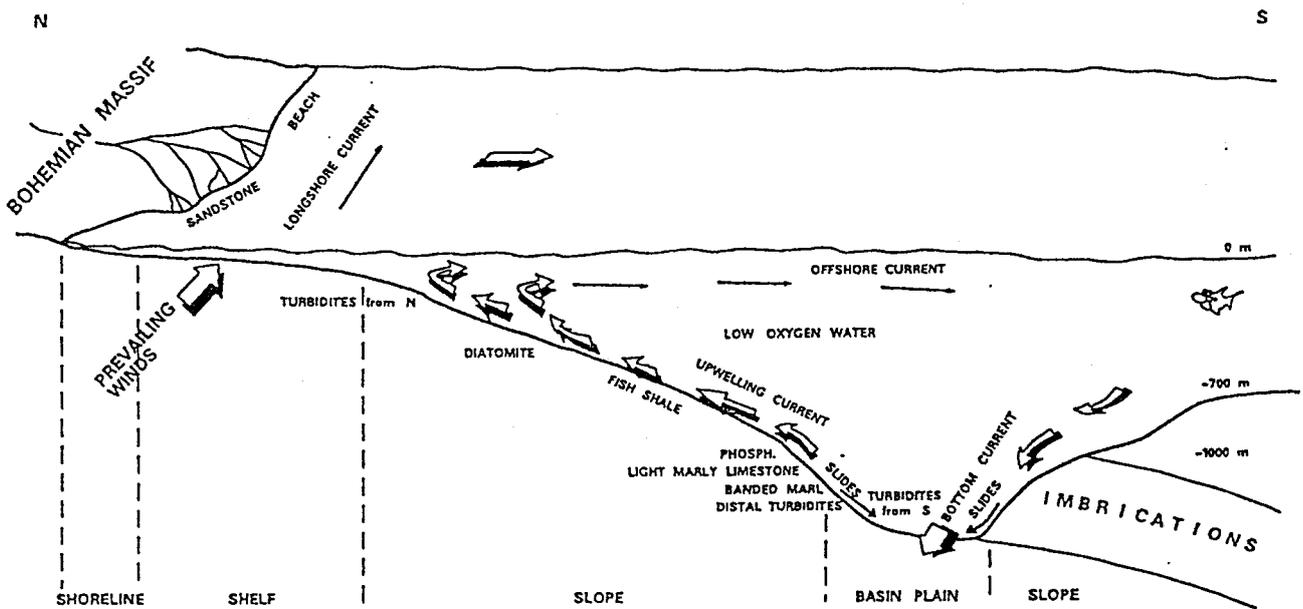


Abb. 18: Upwelling Modell, Meeresströmungen und Faziesbereiche

Schelf und Strand:

Auf dem schmalen Schelf wurde reichlich terrigenes Material in die Pelite der Eferding-Formation geschüttet. Ein schmales Band von den küstennahen Sanden der Linz-Formation verlagerte sich vom Kiscell bis in das obere Eger von der Auskeilungslinie der Eozänsande bis an den heutigen Kristallinrand nach Norden. Das lokale Auftreten von kalkigen Linzer Sanden mit Rotalgen (Corallinaceen) im Eger bei Steyregg wurde im Mittelalter als Baustein verwendet (Rögl & Steininger, 1970). Stellenweise sind unter den Linzer Sanden oder in Tälern die dunkelgrauen paralischen Pelite der Pielach-Formation erhalten. Ebenso sind nur geringe Reste der Fluß und Sumpflandschaften, der St. Marein-Freischling-Formation, mit tropischer bis subtropischer Fauna in Oberösterreich auf dem Kristallin vorhanden (Steininger et al., 1991). Die Vergesellschaftung der Landpflanzen deutet auf ein warmes humides, regenreiches Klima (J. Kovar, 1982).

## MIOZÄN

### EGGENBURGIUM (Abb. 28)

Wie bereits oben erwähnt wurden in den obersten dreihundert Metern der Oberen Puchkirchener-Formation eine Mikrofauna des Eggenburg bestimmt (F. Rögl, pers. Mitt. 1994). Über der am stärksten ausgeprägten submarinen Erosion, die über das gesamte Vorlandbecken durchzieht, wanderte in der Hall Gruppe eine neue Fauna aus dem Indischen Ozean in Das Molassebecken ein (Rögl & Steininger, 1983). Die ältesten Sedimente der Hall Gruppe sind hellgraue, glimmerige, kalkige Sandsteine, Siltsteine, sandige Pelite und dunklere, tonige Konglomerate mit Rutschstrukturen und Pflanzenresten der Lukasedt-Formation. Die auf den Raum nördlich Salzburg beschränkte Lukasedt-Formation wurde ursprünglich in einem relativ schmalen Erosionskanal auf den Molasseschuppen abgelagert. Der Kanal wurde mit Rutschmassen, Turbiditen und Contouriten gefüllt. Auf den Perwanger Molasseschuppen wurden Sedimente der Eggenburger Lukasedt-Formation und Gleitmassen der Ebelsberg-Formation in einer Wassertiefe von mindestens 500 m abgelagert. Diese wurden mit den Schuppen im Eggenburg hochgehoben. Dabei glitten große Partien an den Flanken hinunter und wurden im Eggenburg resedimentiert. Heute stehen sie nördlich von Salzburg in einer Seehöhe von 500 m über NN an. Das entspricht einer Hebung von 1000 m innerhalb der letzten 20 MJ. Mit der Nordbewegung der Schuppen wurde auch die Zone der submarinen Haupterosion weiter nach Norden verlegt. In der etwas jüngeren Erosionsrinne, die mit der Lindach-Formation gefüllt wurde, herrschten ähnliche Sedimentationsbedingungen wie zur Zeit der Lukasedt-Formation. Der Verlauf dieser Rinne formt die sich neu bildende Extensionszone im Norden der Schuppen nach. Durch die darüberliegenden hellgrauen bis grüngrauen, glimmerigen, kalkigen, sandig-siltigen Pelite, dem "Haller Schlier", wurde das ganze tiefere Molassebecken angeschüttet. Diese Pelite sind wieder distale Turbidite mit Contouriteinschaltungen. Im Zentrum des Molassebeckens konnten sich hellgraue, glimmerige, kalkige, turbiditische und contouritische Sandsteine und Rutschmassen anhäufen. Die häufigen, starken submarinen Erosionen in der Hall-Formation sind von den Schuppen und den Bruchsystemen vorgezeichnet. Alle von der Ewing Bank im Golf von Mexiko (Shanmugam et al., 1993) beschriebenen diagnostischen Sedimentstrukturen aus Contouriten können an den oberösterreichischen Kernen studiert werden. Die angeführten Kriterien zur Erkennung von aufgearbeiteten Sanden durch Bodenströmungen sind folgende in der Molasse von Salzburg und Oberösterreich: 1. vorwiegend feinkörnige Sande und Silte; 2. dünn-schichtige bis laminierte Sande in Tiefwasser-Peliten; 3. zahlreiche Lagen pro Meter; 4. scharfe untere und obere Kontakte; 5. interne erosive Oberflächen; 6. inverse Gradierung; 7. horizontale Lamination und flachwinkelige Kreuzschichtung; 8. Kreuzschichtung; 9. Linsen, einzelne isolierte Rippeln (lenticular bedding, starved ripples); 10. Strömungsrippeln mit ganzem oder erodiertem Kamm; 11. dünne Tonlagen auf der Leeseite (mud offshoots); 12. Flaserschichtung. Die Contouritesedimente in der Deutenhausen-Formation, der Rogatsboden-Formation, den Puchkirchen- und Hall Gruppen und in der unteren Innviertel Gruppe kommen in Verbindung mit anderen Tiefwasser Faziestypen vor wie Turbidite, Rutschmassen und hemipelagische Pelite.

### OTTNANGIUM (Abb. 29)

Die Grenze zwischen Eggenburg und Ottnang konnte bisher faunistisch nicht exakt erfaßt werden. Auf den Logs in den Bohrungen und auf der Seismik wird ein Korrelationsmarker an einer regionalen submarinen Erosion, über der häufig Sande liegen, verwendet. Im Norden wurde die Hall-Formation vor dem Ottnang vollständig erodiert. Am Südrand, auf den alpinen Einheiten wurden die untermiozänen Sedimente bei der Hebung der Alpen ebenfalls abgetragen. Daher fehlen die Seichtwassersedimente des Eggenburg. Die sandig-siltigen,

glimmerigen Pelite der "Schlierfazies" wird im Ottang mehrfach von sandigen oder sandreichen Abschnitten unterbrochen. Die gesamte Abfolge wird von starken Strömungen und Erosionen dominiert. In den letzten Jahren wurden die Sande an der Oberfläche genauer untersucht. Sie wurden als subtidale Sandwellen mit starken Strömungen durch den Einfluß der Gezeiten interpretiert (Faupl & Roetzel, 1987; Krenmayer, 1993; Salvenmoser & W. Walser, 1991). Die Assoziation der Skolithos-Cruziana Ichnofazies unterstützt die Interpretation für einen hochenergetischen Bereich. Die Mikrofauna (F. Rögl pers. Mitt.) und die Zusammensetzung der Fischfauna (R. Brzobohaty & Heinrich, 1990) deuten auf einen mesopelagischen Bereich mit großen Anteilen von aufgearbeiteten älteren Faunen hin. F. Aberer (1958) hat die Abfolge der Ottang Sedimente kartiert und die stufenweise Anordnung der Sedimentkeile erkannt. Die Bohrerergebnisse und die Seismik verdeutlichen den Einfluß der Tektonik auf die Sedimentverteilung der miozänen Sedimente. Die submarinen Erosionen schneiden im Ottang regional von Norden und Osten immer tiefer gegen den Mattig-Bruch in die jeweils älteren Sedimente ein. Die Basis der Atzbach-Formation liegt im Osten in der Gegend um Atzbach und Ottang ca. 350 m über der Basis der Innviertel Gruppe. Nahe der Pfaffstätter Störung nähert sich die erosive Basis der Atzbacher Sande bis auf wenige Meter an die Hall Gruppe, d.h. zur Zeit der Atzbach-Formation wurde das Gebiet östlich des Pfaffstätter Bruchs stärker gehoben. Die siltigen, sandigen, glimmerigen grüngrauen Pelite des Robulus Schlier s. str. enden am Mattigbruch gegen Südwesten. Zwischen dem Bruch von Schwanenstadt und einem subparallel im Westen des Rieder Bruches verlaufenden Bruches nehmen die Sandlinsen und Lagen in den lokal im oberen Robulus Schlier entwickelten Vöckla Schichten zu. Die zwei über den Vöcklaschichten liegenden Sandpakete sind die porösen Atzbacher Sande. Die Paläoströmungsrichtungen zeigen mit ihren Maxima nach ENE und WNW in die Richtung des vorherrschenden Bruchsystems (Faupl & Roetzel, 1987), allerdings wurde eine starke Streuung der Messungen betont. Im Untergrund richten sich die sandgefüllten Kanäle nach den Brüchen. Das obere Sandpaket endet abrupt am Rieder Bruch. Die darüberliegenden Pelite des Ottanger Schlier beinhalten eine Fauna aus größeren Wassertiefen (F. Rögl pers. Mitt.). Die sandigen Pelite der Rieder Schichten sind durch die Foraminiferengattung "Rotalia" (=Ammonia) charakterisiert. Die Rieder Schichten werden von den Mehrnbacher Sanden überlagert bzw. verzahnen mit ihnen. Darüber folgen die sandigen Pelite des Braunauer Schliers und die Treubacher Sande. Mit der Oncophora-Formation beginnt der Rückzug des Molassemeeres von Bayern bis nach Niederösterreich. In Oberösterreich sind die Treubacher Sande und die Oncophora-Formation auf kleine Vorkommen an Brüchen auf der Braunauer Bruchscholle beschränkt. Innerhalb des Ottang ist jede Formation durch eine größere submarine Erosion voneinander getrennt. Auf der Braunauer Bruchscholle schneidet eine submarine Erosion durch die Rieder Schichten. Darüber liegen die Sande der glaukonitischen Serie. Auf der Salzach- und Perwang Scholle schneiden die mächtigen grobkörnigen Schotter der Wachtberg-Formation ebenfalls durch die Rieder Schichten und im Süden bis an die Basis der Hall Gruppe ein. Die Glaukonitische Serie liegt über der Wachtberg-Formation. Beide sind somit jünger als die Rieder Schichten. Die litoralen Sande der Plesching-Formation und der Grobsand Serie am Südwestrand der Böhmisches Masse führen häufig Phosphoritknollen. Die Phosphorite sind aus der Ebelsberg-Formation umgelagert. Häufige submarine Erosionen sind für die Rogatsboden-, Puchkirchen-, Zupfing-, Lukasedt-, Wachtberg-, Lindach-, Hall- und Oncophora-Formationen, dem Robulus-, Ottanger- und Braunauer Schlier und die Atzbacher-, Mehrnbacher- und Treubacher Sande charakteristisch.

#### MITTEL UND OBERMIOZÄN - OBERE SÜßWASSER MOLASSE (Abb. 30)

Nachdem sich das Meer am Ende des Ottang aus der Oberösterreichischen Molasse zurückgezogen hatte, wurden die marinen Sedimente mit den Bruchschollen gekippt und ihre

Oberfläche wurde subaeral abgetragen. Aus der unterschiedlich starken Hebung der einzelnen Bruchschollen ergab sich die tiefergreifende Erosion gegen Osten bis auf den Robulus Schlier bzw. das Oligozän. Bisher sind aus Oberösterreich keine Karpatsedimente bekannt. Im Westen begann die limnisch-fluviatile Sedimentation früher als im Osten. An der bayerischen Grenze wurden im Baden die Trimmelkammer Schichten der Kohlebergwerke sedimentiert (frühestens vor 14,6 MJ.). Der Pitzenberg Schotter folgte im oberen Baden, die Munderfing-Radegund-Höring Schichten im Sarmat, die Hausruck Kohletonserie und die Hausruck Schotter im Pannon. Die Schüttungsrichtung der Flüsse drehte sich im Pannon von WNW auf NE (Mackebach, 1984). Der Grund dafür ist vermutlich die weitere Hebung der Perwang Bruchscholle. Die Schotterbänke des Hausrucks bestehen aus Geröllen unterschiedlicher Herkunft (Dunkl et al., 1996). Die Abkühlungsalter der roten Sandsteine liegen zwischen 70 und 40, die der Gneise zwischen 40 und 13 und die der Quarzite zwischen 13 und 14 Millionen Jahre. Die jüngeren Apatitkörner könnten aus dem Penninikum stammen. Die Säugetiere aus den Schottern haben pannones Alter (Rögl et al., 1993). Alle Sedimente zwischen vor ca. 8 Millionen Jahren und den Ablagerungen der Eiszeiten wurden abgetragen.

#### DIE MINERALOGISCHE ZUSAMMENSETZUNG DER MESOZOISCHEN UND TERTIÄREN KLASTIKA.

An den folgenden Unterschieden in mineralogischen Zusammensetzungen kann zwischen den grobklastischen Sedimenten, die vom Kristallin der Böhmisches Masse geschüttet wurden und den aus den Alpen bezogenen Gesteinen unterschieden werden (H. Kurzweil, pers. Mitt., 1988): Dogger bis Eozän und flach marine und fluviatile Sande des Oligozän und unteren Miozän wurden aus dem Böhmisches Massiv geschüttet: Arkosen, Subarkosen, Quarzarenite; selten lithische Fragmente (Quarzite, Sandsteine, Kalke, Hornstein, Glimmerschiefer); Dominanz von Alkali Feldspat- vorwiegend Mikroklin; Zement: kieselig - Größenwachstum von Quarz, Kaolinit, kalkig. Die Zusammensetzung der fluviatilen und marinen Sedimente ist nahezu identisch. Fluviatile Sande führen generell mehr Feldspat und Kaolinit und kalkiger Zement kommt vorwiegend in Konkretionen vor. Schwermineralien: Dominanz von Zirkon. Tiefmarine oligozäne Grobklastika: Lithische Arenite; vorwiegend lithische Fragmente (Quarz, Quarzite, Gneis, Grünschiefer, Phyllite, Glimmer- und Kalkglimmerschiefer, Chloritschiefer, Andesite, Dolomite, Karbonate, Hornsteine, Pelite, Siltsteine, Sandsteine, Chlorite, Paragonit diagnostisch für alpine Herkunft); Dominanz von Plagioklas; Zement: kalkig, eisenreiche Zemente, Größenwachstum von Quarz und Kaolinit sehr selten. Schwermineralien: Dominanz von Granat und Staurolit, wenig Epidot, Hornblende und Apatit Unteres Miozän: Vorwiegend die gleiche Zusammensetzung wie in den oligozänen tief marinen Sedimente, geringe Beimengungen von Mineralien aus den älteren flach marinen und fluviatilen Sedimenten.

#### PALINSPASTISCHE REKONSTRUKTION DER MOLASSE IN SALZBURG UND OBERÖSTERREICH

Die zwei geologischen Nordsüd-Profile (Abb. 31) von den Kalkalpen bis auf das Kristallin der Böhmisches Masse über den Osten und Westen des Gebietes sind in ihrem tektonischen Aufbau sehr ähnlich. Das östliche Profil geht über die Flyschbohrung Grünau 1 bis zur Donau. Dieser Schnitt war eine Hauptlinie für eine Beckenstudie über die mögliche Kohlenwasserstoff-Reifestadien. Das westliche Profil schneidet durch die Bohrung Oberhofen 1 (ca. 25 km nordöstlich von Salzburg. diese Linie war die Grundlage für die palinspastische Rückwicklung (Wagner, 1996). Auf beiden Profilen sind große Gebiete der Molasse überschoben und ziehen weit unter das Helvetikum, den Flysch und die Kalkalpen nach Süden (Wagner et al., 1986). Die südlichen Anteile der Molasse sind verschuppt. Das

Gebiet der rezenten Vorlandmolasse ist nur ein schmaler Rest des ursprünglichen Molassebeckens. Am Scheitel der Schwellenzone wurde das Mesozoikum erodiert. Die größten Mächtigkeiten erreichten die Grobklastika jeweils an der Stirn der Molasseschuppen und ab der Hall-Formation an der Stirn der Flysch-Helvetikum Decken. Die Bohrung Oberhofen 1 durchteufte obereozäne Sedimente in sieben verschiedenen tektonischen Einheiten. Wenn man die tektonischen Einheiten in ihre ursprüngliche Positionen zurückzieht, beträgt die rekonstruierte Entfernung zwischen den Flußsedimenten im Norden und dem tiefen Flyschtrogl im Obereozän um 250 km. Im Obereozän sind die südlichen Schelf- und oberen Hangsedimente auf den Nördlichen Kalkalpen erhalten geblieben. Das rekonstruierte Profil setzt sich nach Norden über das tiefe Flyschbecken, den langen Anstieg mit dem Helvetikum und dem Bereich, aus dem später die Molasseschuppen herausgedrückt wurden, bis zur flach marinen Vorlandmolasse. Im unteren Oligozän schoben sich die nördlichen Anteile des Flysch über das Helvetikum und wurden zum südlichen Beckenhang des Molassemeeres. Das Molassebecken übernahm die frühere Position des Flyschtroges als alpine Vortiefe. Mit dem Absenken der Molasse begann im unteren Oligozän das System, das von den aufsteigenden Tiefenwässern gesteuert wurde, sich am nördlichen Beckenhang zu entwickeln. Im mittleren und oberen Oligozän wurde der Südteil des Molassebeckens in die alpine Tektonik mit einbezogen. Die Molasseschuppen schoben sich übereinander. Die tiefsten Beckenanteile lagen sowohl auf den vorderen Schuppen und direkt vor der Schuppenstirn. Der südliche Schelf wurde von den Nördlichen Kalkalpen und Flyschdecken gebildet. Die Zentralalpen schütteten ihren Abraum auf den Schelf und akkumulierten mehrere hundert Meter "Augensteinschotter". Die Schotter wurden als Trübströme weiter in das Molassebecken transportiert. Im unteren Miozän, zur Zeit der Hall-Formation, erreichten die Molasseschuppen ungefähr ihre heutige Position. Nach dem Eggenburg wurden die überlagernden Schichten am Südrand durch Hebungen in den Molasseschuppen nach Norden aufgerichtet. Die Transpressionstektonik und Seitenverschiebungen setzten sich fort. Die Gerölle in den miozänen Schottern sind vorwiegend das gerutschte Material aus den aufgearbeiteten oligozänen Schottern, die tektonisch in den Molasseschuppen hochgehoben wurden. Zusätzlich zu den zentralalpiner Geröllen und dem Helvetikum aus den Olistolithen der Molasseschuppen kommen hellgraue bis beige, flach marine Urgonkalke im Geröllspektrum vor. Einzelne isolierte mesozoische, die möglicherweise aus den Nördlichen Kalkalpen stammen, wurden beschrieben (Hagn, 1983). Am Ende des Oligozän, vor dem Mittelmiozän, zog sich das Molassemeer nach Osten zurück. Von einem Flußsystem (braided river system) wurden während dem mittleren und oberen Miozän mehrere hundert Meter Schotter zwischen Baden und Pannon angeschüttet. Im oberen Miozän und möglicherweise noch im Quartär wurden die alpinen Decken des Flysch, Helvetikum und der Molasseschuppen intern weiter überschoben und gehoben. In Oberösterreich treten die ersten massiven Vorkommen von Geröllen aus den Nördlichen Kalkalpen erst in den pleistozänen Ablagerungen der Eiszeiten auf. Durch extensive Erosion wurde der größte Anteil der obermiozänen und nahezu der gesamte Anteil der flach marinen und fluviatilen Sedimente des Oligozän und Miozän auf den Alpen im Süden und der Böhmisches Masse im Norden und Nordosten entfernt. Auf dieser Rekonstruktion beruhen die Eingabedaten für die 3D Basin Modeling Studie (Schmidt & Erdogan, 1996) über den Ostteil der oberösterreichischen Molasse. Die angenommenen Sedimentmächtigkeiten, erodierten Mächtigkeiten, die tektonischen Positionen durch die geologischen Zeiten und die Wassertiefen passen in das Modell.

#### FAZIESVERTEILUNG IM OLIGOZÄN UND UNTEREN MIOZÄN

Mit der Vertiefung des Molassemeeres im unteren Oligozän entstand der interaktive Prozeß zwischen den kalten, dichten, tiefen Wasserströmungen, den aufsteigenden Tiefenwässern am

Nordhang, den warmen Oberflächenströmungen entlang der Küste und zum Meer und dazwischen eine sauerstoffarme Zone in mittleren Wassertiefen (Parish, 1982). Mit den kalten, tiefen, zirkulierenden Ozeanströmungen wurden ab dem Kiskell das Oligozän hindurch bis in das untere Miozän boreale Faunen zugeführt (F. Rögl, pers. Mitt., Dohmann, 1991). Die extremen ökologischen Bedingungen in der Paratethys, mit den weit verbreiteten dysaeroben Bereichen von den Westalpen bis zur Krim sind die Ursache für das Auftreten aberranter Foraminiferenarten (Rögl, 1994). Ähnliche Foraminiferenfaunen wurden in der Karibik im Cariaco Becken beobachtet. Im Cariaco Trog beeinflussen sich aufsteigendes, kaltes Tiefenwasser und tropisches, warmes Oberflächenwasser gegenseitig. Auch dort leben zur gleichen Zeit subtropische und tropische Faunen und Floren am Land und im Oberflächenwasser. Die Bodenströmungen erodieren tief in die älteren Sedimente an der Stirn der sich nordwärts bewegenden Alpen. Unmittelbar anschließend werden die Tieflagen rasch durch Rutschungen, Turbidite und Contourite wieder aufgefüllt. Die tiefgreifendsten Erosionen fanden in den Transtensions-Zonen im untersten Miozän statt. Die oligozänen Schotter wurden aus den Zentralalpen geschüttet. Die Konglomerate bestehen aus Kristallin, Gneis, Granit, Andesit, Porphyrit, Phyllit, Glimmerschiefer, Quarz, Quarzit, Hornstein, dunkel und hell grauen und braunen Dolomiten und Kalken. Die Gerölle wurden über den Schelf der untergetauchten Nördlichen Kalkalpen und den südlichen Hang aus Flysch und Helvetikum in das Molassebecken verfrachtet. Die Gerölle gehörten zu einem Festland, das ca. 8 bis 12 km über dem heute ausstreichende Kristallin der Zentralalpen lag. Dies wird aufgrund von Spaltspuren-Analysen aus dem Abkühlungsalter des Herkunftsgebietes der Apatite geschlossen (E. Jäger und A. J. Hurford, pers. Mitt., 1986 und 1994). Das Abkühlungsalter der Apatite in der Puchkirchener Gruppe streut zwischen 39 und 56 MJ. von oberen Paleozän bis Obereozän (Hejl & Grundmann, 1989).

#### MODELL DER SEDIMENTATION IM TIEFMARINEN BECKEN IM OLIGOZÄN UND UNTEREN MIOZÄN

Die sedimentären Prozesse im Becken und Hangbereich des tiefen Troges im Oligozän und Eggenburg wird von den Erosionen der Bodenströmungen geprägt. Die Bodenströmungen werden durch den tektonisch aktiven Südhang, der sich nach Norden bewegt, abgelenkt. Durch die Verlagerung schneiden sie tiefer in den Meeresboden ein. Dabei werden sowohl der Süd- wie auch der Nordhang unterschritten. In den Perioden mit geringerer Strömungsenergie wird das tiefe Becken mit Rutschungen von beiden Beckenrändern und Trübströmen aufgefüllt. In zahlreichen Kernen oder Microscanner Logs (FMS) sind immer wieder drei Fazieszonen zu erkennen:

Fazies A: turbiditische Sande und sandige Konglomerate aus vorwiegend zentralalpinem Material, wieder aufgearbeiteter Molasseuntergrund und Hang und durch Bodenströmungen umgelagerte Contourite.

Fazies B: Die meistens verfalteten, hell grauen, siltigen Tonmergellagen und tonigen Konglomeratlagen sind das Rutschmaterial vom Südhang. Auf dem Log sind sie am hohen Widerstand und niedrigen Gamma ray zu erkennen.

Fazies C: die meistens stark gefalteten, dunkel braunen bis dunkel grauen, weichen Mergel mit viel organischem Material und Diatomiten sind die Rutschmassen der Ebelsberg-Formation vom Nordhang. Auf dem Log ist der Widerstand gering und das Gamma ray hoch.

#### PTEROPODEN IN DER ÖSTERREICHISCHEN MOLASSE

Die Pteropoden, kleinwüchsige, holoplanktonische Gastropoden, sind Anzeiger für offene marine Bedingungen. In der österreichischen Molasse kommen Pteropoden vom Obereozän (Priabon) bis in das mittlere Miozän (Sarmat) zum Teil massenhaft vor. Die dünnen

Aragonitschalen der planktonischen Gastropoden nur unter besonderen Voraussetzungen fossilisiert. Die borealen, mediterranen und tropischen Arten unterstützen die paläogeographischen Annahmen (Zorn, 1991 a, b).

#### PALÄOGEOGRAPHISCHE MODELLE

Das relativ breite Obereozän-Meer nördlich der Zentralalpen hat mehrere Verbindungen über die Alpen zur Tethys (pers. Mitt., T. Baldi, 1986). Der Flyschtrogl war die tief marine Vortiefe im Norden der Nördlichen Kalkalpen, die Molasse bildete den nördlichen Schelf. Im mittleren und oberen Oligozän wurde das Molassemeer im Osten von München gegen Westen abgeschnürt. Flüsse schütteten das alpine Vorland der Schweiz und von Süddeutschland mit den Schottern der Unteren Süßwassermolasse rasch zu. Auf dem Meridian von Salzburg bestand weiterhin eine tief marine Verbindung nach Süden über die Alpen hinweg. Diese Auffassung wird unterstützt durch: a) das Zusammenspiel von kalten, weltweit zirkulierenden Bodenströmungen mit dem warmen Oberflächenwasser; b) das System mit aufsteigenden Tiefenwässern am Nordhang mit Diatomiten, Fischschiefern und Phosphoritknollen; c) den größten Sedimentationsraten von Sedimenten aus den größten Wassertiefen in der Molasse liegen in der Umgebung von Salzburg. Ähnliche tief marine Sedimente werden aus Bohrungen in Norditalien (Reverdito, 1987) und von Aufschlüssen im Norden vom Gardasee berichtet (F. Rögl, pers. Mitt.). An der Wende Oligozän-Miozän beginnt sich die Verbindung durch die Nordbewegung der Alpen zu schließen. Im Eggenburg, mit dem Beginn der Hall-Formation, ist die Verbindung nach Süden geschlossen und das Meer transgrediert am Nordrand der Alpen über die Untere Süßwasser Molasse nach Westen. Das Molassemeer verband den Indischen Ozean im Osten wieder mit der Tethys im Westen über den späteren Rhonegraben. Im Eggenburg war das Meer in Oberösterreich immer noch relativ tief. Es sind lediglich die Becken- und Hangsedimente, die Turbidite, Hemipelagite und Rutschmassen erhalten geblieben. Vor der großen submarinen Erosion an der Eggenburg-Ottwang Grenze wurden die Flachwassersedimente des Eggenburg erodiert.

#### 2D SEISMIK UND 3D SEISMIK IN OBERÖSTERREICH

Auf der N-S Linie und der E-W Linie versetzen die antithetischen und syntethischen Brüche das Mesozoikum und tiefere Tertiär. Nach oben verzweigen sie sich in Y- bzw. Flower Strukturen. Sie entstanden bei der Wiederbelebung der alten Brüche durch Transpression und Seitenverschiebung. Die Brüche beeinflussen die Erosion und Sedimentation bis in die jüngsten Schichten. Auf der N-S Linie ist die Stirn der Molasseschuppen stark erodiert. Die aus vielen Einzelerosionen über einen langen Zeitraum resultierende Haupterosion trennt die Beckenfüllung von den autochthonen Sedimenten auf dem Nordhang. Die Massenbewegungen von Nord und Süd machen die Hauptmasse der Beckenfüllung aus. Höchstens 10% sind Turbidite oder Contourite. Die Schwächezonen über Bruchzonen ermöglichen tiefere Erosionen und bildeten Gleitflächen. Zur Zeit der Puchkirchener Gruppe wurden die Erosionsmulden vorwiegend durch Rutschmaterial vom Nordhang angefüllt und in der Hall Gruppe z. T. mit Turbiditen und Contouriten aus dem Süden.

Durch die neue 3D Seismik ist der Einfluß der Seitenverschieber auf die Sedimentation eindeutig zu erkennen. Große Brüche wie der NW gerichtete Mattigbruch wurden immer wieder von querenden E-W Brüchen nach Westen versetzt und anschließend wieder nach NW gestreckt. An der Basis der Hall Gruppe zum Beispiel verdeutlicht die 3D Seismik, daß scharfe submarine Erosionskanten mit den Seitenverschiebern zusammenfallen. Ab dem Untermiozän wurden die NE und NW verlaufenden prätertiären und W-E gerichteten oligozänen Brüche durch Transpressionsbrüche wiederbelebt. Die Bruchfläche wurde steil gestellt und z. T. überkippt. Das Eozän ist teilweise überschoben. Die transpressiven Seitenverschiebungen haben die Brüche abdichtet. Die resultierenden Flower Strukturen

haben die jüngeren Sedimente über diesem Horizont aufgebrochen in ein komplexes Bruchsystem.

#### KOHLENWASSERSTOFFVORKOMMEN: ÖL UND THERMISCHES GAS

Der Schöneck Fischechiefer (unteres Oligozän) ist das korrelierte Muttergestein für das Öl in Oberösterreich. Die Ölküche lag vorwiegend unter den alpinen Decken. Die Generierung von Öl begann im Miozän und hält immer noch an (Schmidt und Erdogan, 1996). Die Speichergesteine sind fluviatile und flach marine Sandsteine und Karbonate des Dogger, der Kreide (Cenoman, Turon und Campan), des Obereozän und Oligozän (Kiscell und Eger). Das Öl ist in Bruch-, stratigrafischen-, kombinierten Bruch- und stratigrafischen Fallen und Antiklinal- und Schuppenstrukturen gefangen.

Biogenes Gas: Die Speichergesteine sind oligozäne und miozäne turbiditische Sandsteine und sandige Konglomerate. Das Gas ist in stratigrafischen und Kompaktionsstrukturen oder in einer Kombination aus beiden und Schuppenstrukturen akkumuliert. Das Bruchsystem hat die Verbreitung der Speichergesteine und Fallen vorgezeichnet.

#### LITHOSTRATIGRAFISCHE EINHEITEN IM EOZÄN, OLIGOZÄN UND MIOZÄN :

A) Terrestrisch, limnisch und fluviatil:

Miozän:

Obere Süßwasser Molasse:

**Hausruck Schotter:** Schotter aus verflochtenen Flüssen ( braided stream gravel ) - oberes Pannon.

**Kobernaüßer Wald Schotter:** Schotter aus verflochtenen Flüssen und Tone aus dem Überschwemmungsbereich - Pannon.

**Hausruck-Kohleton Serie:** Kohlesümpfe, limnische Tone - Pannon.

**Munderfing-Radegund-Höring Schichten:** Schotter aus verflochtenen Flüssen, Kohlesümpfe, limnische Tone - Sarmat.

**Pitzenberg Schotter:** Schotter aus verflochtenen Flüssen, limnische Tone - oberes Baden.

**Trimmelkam Schichten:** Kohlesümpfe, limnische Tone, Sande aus meandrierenden Flüssen - Baden.

Oligozän:

**St. Marein - Freischling-Formation:** Schotter aus verflochtenen Flüssen, Sande aus meandrierenden Flüssen, limnische Tone - Kiscell und Eger.

Eozän:

**Voitsdorf-Formation:** ( "Limnische Serie, Sandsteinstufe" ): bunte limnische Tone mit Wurzeln, vorwiegend Sande aus meandrierenden Flüssen, stellenweise Sande aus verflochtenen oder schmalen, langgestreckten Flüssen - Priabon.

B) Paralisch, ästuar, lagunär:

Oligozän:

**Pielach-Formation:** brackische Tone und Tonmergel - Kiscell bis Eger.

Eozän:

**Cerithien Schichten:** fossilreiche Tonmergel, Sande aus Gezeitenkanälen - Priabon.

C) Littoral bis innerer Schelf ( Wassertiefe geringer als 50 m ):

Miozän:

**Oncophora-Formation oberer Abschnitt:** Sande, Silte, tonige Sande - oberes Ottnang.

**Plesching-Formation:** transgressive durch die Gezeiten beeinflusste fossilreiche Sande mit aufgearbeiteten Phosphoritknollen - Ottnang.

**Grobsand Serie:** transgressive durch die Gezeiten beeinflusste fossilreiche Sande mit aufgearbeiteten Phosphoritknollen - Ottnang.

**Atzbach Sand Nord und Nordost Anteil:** subtidale durch Gezeitenströmungen beeinflusste Sande - Ottnang.

**Enzenkirchen Sand:** isoliertes Äquivalent der Atzbacher Sande, glimmerige Sande, pelitische Lagen und Pelitklasten in Kanälen - Ottnang.

Oligozän:

**Linz-Formation:** transgressive Küstensande, durch das Relief an den Brüchen beeinflusst mit steil abfallenden Küsten (bei Steyregg Subfazies mit Corallinaceen - oberes Eger) - Kiscell und Eger.

Eozän:

**Lithothamnienkalk:** Rotalgenkalk (Corallinaceen) mit Absenkungsphasen, eingeschaltet Sandbarren und Kanäle - Priabon.

**Ampfing Sandstein:** ("Sandsteinstufe") Strand, Lagune, Inundite Quarzarenite und Arkosen - Priabon.

D) Schelf (Wassertiefe 50 to 200 m):

Miozän:

**Oncophora-Formation unterer Abschnitt:** Sande, Silte, tonige Sande - Ottnang.

Oligozän:

**Eferding-Formation:** ("Rupel Tonmergel, Älterer Schlier") dunkelgraue, siltige Tonmergel mit terrigenem Material und kalkschaligen Foraminiferen - Kiscell und Eger.

E) Schelf bis Hang:

Innviertel Gruppe (Ottnang):

**Glaukonitische Serie:** glaukonitische Sande, Silte und Tonmergel, nur im Westen von Oberösterreich und Salzburg.

**Wachtberg-Formation:** grobkörnige Schotter, nur im Westen von Oberösterreich und Salzburg.

**Traubacher Sande:** glaukonitische Sande.

**Braunauer Schlier:** siltige Tonmergel und dünne glaukonitische, glimmerige Sandsteine.

**Mehrbacher Sand:** glaukonitische Quarzarenite mit dünnen Tonmergellagen.

**Rieder Schichten:** sandig siltige, glimmerige Tonmergel mit dünnen Sandlagen.

**Ottnanger Schlier:** sandig siltige, glimmerige Tonmergel.

**Atzbacher Sand:** SW Anteil: Sande, Sandrutschungen in Kanälen.

**Vöckla Schichten:** Wechsellagerung aus glimmerigen Sanden und Tonmergeln.

**Robulus Schlier:** sandig siltige, glimmerige Tonmergel, Sandrippeln und -lagen.

Oligozän:

**Ebelsberg-Formation:** ("Rupel Tonmergel, Älterer Schlier, Puchkirchener Serie") schwarze bis dunkelbraune, weiche Tonmergel, teilweise bituminös, viele Fischreste, flach marine agglutinierende und kalkschalige Foraminiferen.

F) Hang und Hemipelagisch

Oligozän:

**Zupfing-Formation:** ("Rupel Tonmergel, Älterer Schlier, Puchkirchener Serie") Hemipelagite und distale Turbidite aus dem S mit Fischresten und dunkelbraunen und grauen Kalkturbiditen mit ausschließlich Nannoflora; hoch poröse Sandturbidite aus dem N - Kiscell und unteres Eger.

**Bändermergel:** dunkelgraue, laminierte Tonmergel mit dünnen weißen Lagen aus Nannoplankton, häufig tektonisiert, stellenweise Lithothamnienkalk-Gerölle - mittleres

Kiscell.

**Dynow-Formation:** ("Heller Mergelkalk") hell grauer bis gelblichweißer Kalk, Nannoschlamm - mittleres Kiscell.

**Schöneck-Formation:** ("Lattorf Fischeschiefer") dunkel brauner oder grauer, tonmergeliger, dünnschichtiger, laminiertes Kalk, zahlreiche Fischreste, kalkschalige und agglutinierende Foraminiferen des mittleren und tiefen Wasserbereiches - unteres Kiscell.

Eozän:

Perwang Gruppe:

**Perwang-Formation** ("Discocyclinen Mergel"): Lumachellen aus Großforaminiferen (Discocyclina) dunkel grüne und braune Kalke und Tonmergel - Priabon.

G) Hang bis Beckenboden, tief marin

Miozän: (Wassertiefe mehr als 600 m):

Hall Gruppe: - Eggenburg:

**Hall-Formation:** turbiditische Abfolge aus hell grauen, glimmerigen Tonmergeln, Silten, Sanden und Konglomeraten, große agglutinierende Foraminiferen - Eggenburg.

**Lukasedt-Formation:** Turbidite und Rutschmassen aus hell grauen, dunkel braunen und grünlichen Tonmergeln, Silten, Sanden und tonigen Konglomeraten, ursprünglich auf den Molasseschuppen abgelagert, später im Eggenburg und Ottnang hochgehoben aufgestellt und zum Teil abgerutscht - unteres Eggenburg.

**Lindach-Formation:** Turbidite und Rutschmassen aus hell grauen, dunkel braunen und grünlichen Tonmergeln, Silten, Sanden und tonigen und sandigen Konglomeraten, häufig kalzitisch zementiert, fast ausschließlich aufgearbeitete ältere Fauna, selten autochthone große agglutinierende Foraminiferen - unteres Eggenburg.

Oligozän: (Wassertiefe mehr als 1000 m):

Puchkirchen Gruppe:

**Obere Puchkirchen-Formation:** Turbidite, Contourite und Rutschmassen aus hell und dunkel grauen und braunen, glimmerigen Tonmergeln, Silten, Sanden und tonigen und sandigen Konglomeraten, agglutinierende Foraminiferen aus Tiefwasserbereichen, massenhaft aufgearbeitete Fauna aus der N und S Molasse und dem Helvetikum, ausgezeichnet erhaltene Individuen aus der Kreide und dem Eozän - Oberes Eger bis unteres Eggenburg.

**Unter Puchkirchen-Formation:** Turbidite, Contourite und Rutschmassen aus hell und dunkel grauen und braunen, glimmerigen Tonmergeln, Silten, Sanden und tonigen und sandigen Konglomeraten, agglutinierende Foraminiferen aus Tiefwasserbereichen ("Rhabdammina linearis"), massenhaft aufgearbeitete Fauna aus der N und S Molasse und dem Helvetikum, ausgezeichnet erhaltene Individuen aus der Kreide und dem Eozän - unteres Eger.

**Deutenhausen-Formation:** graue bis grüne turbiditische Sandsteine mit kompletter Bouma-Abfolge und dünne Tonmergellagen aus dem S, agglutinierende Foraminiferen aus Tiefwasserbereichen - unteres Kiscell.

**Nußdorf-Formation:** Globigerinenmergel - unteres Kiscell.

Eozän:

**Nußdorf-Formation:** brauner und grauer Globigerinenkalk (Globigerina, Uvigerina) - Priabon.

H) Beckenboden und Hang (Wassertiefe mehr als 1500 m):

**Rogatsboden-Formation:** Turbidite, Contourite, Rutschmassen und Olistolithe aus hell und dunkel grauen und braunen, glimmerigen Tonmergeln, Silten, Sanden und tonigen und sandigen Konglomeraten und Breccien, extrem hoher Anteil an aufgearbeiteter Fauna aus der

Kreide und dem Eozän der S Molasse und dem Helvetikum, winzige agglutinierende Foraminiferen aus Tiefwasser Bereichen - Kiscell und unteres Eger.

DANKSAGUNG: Der Autor dankt dem Management oder Rohöl-Aufsuchungs GmbH die Daten aus der Aufschlußtätigkeit veröffentlichen zu dürfen und den Kollegen der geologischen und geophysikalischen Abteilung für ihren Beitrag. Besonderer Dank gilt F. Rögl für seine paläontologische Beratung.



CA, die Bank zum Erfolg,  
präsentiert:  
Gedanken zum Erfolg.

„Erfolg ist, seiner  
Zeit voraus zu  
sein und trotz-  
dem schon  
verstanden zu  
werden.“

Univ. Prof.  
Dr. Bernd Lötsch,  
Ökologe,  
Direktor des  
Naturhistorischen  
Museums, über Erfolg.

 CREDITANSTALT

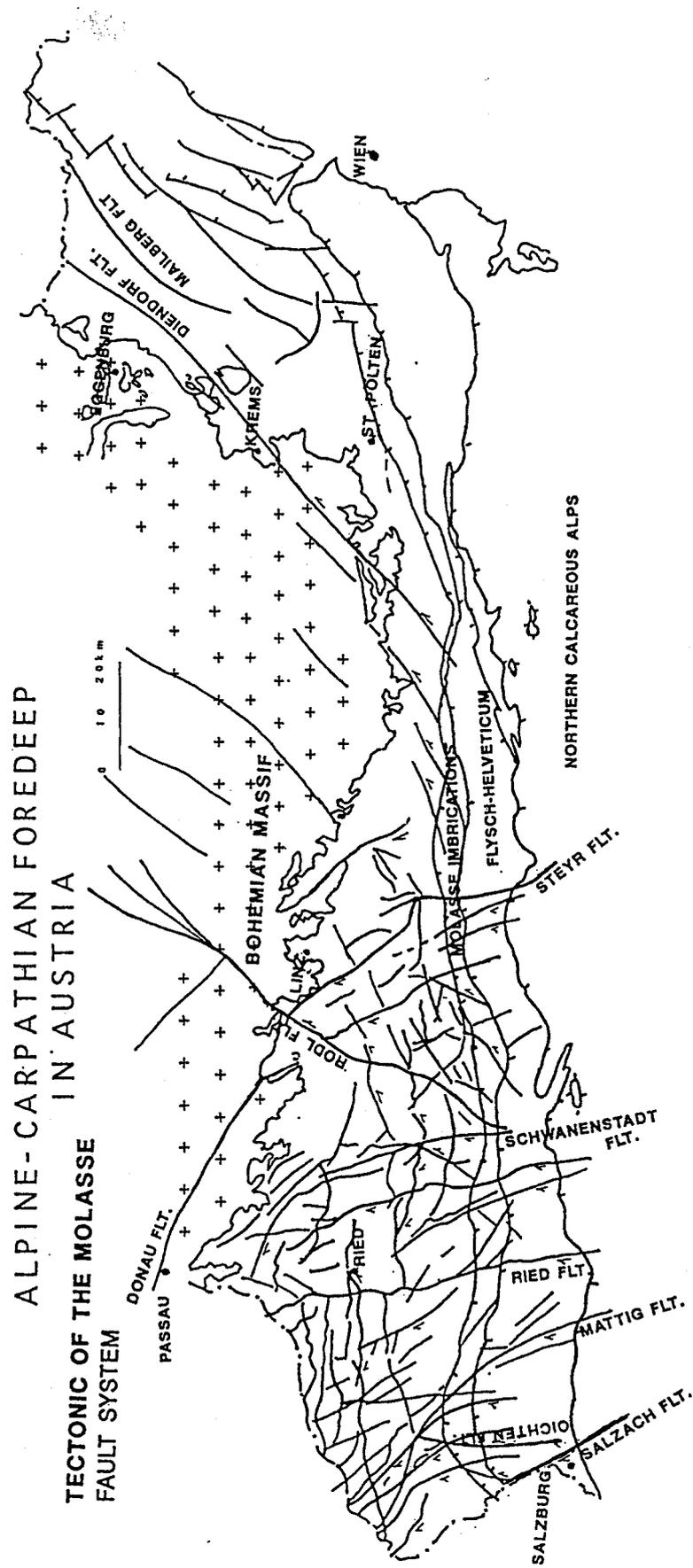


Abb. 19: Bruchsysteme in der Molassezone.

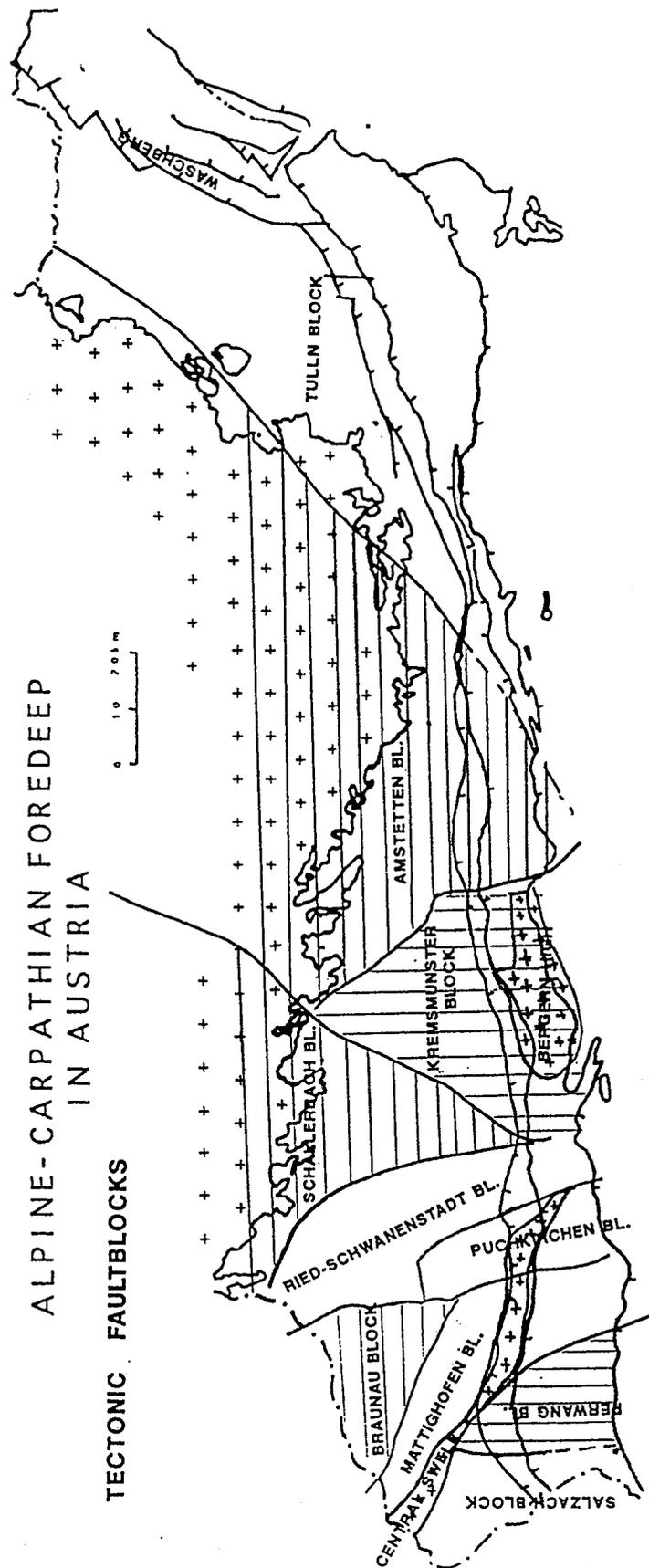


Abb. 20: Bruchschollensystem in der Molassezone.

EPOCH	STAGE	MOLASSE BASEMENT IN AUSTRIA JURASSIC			
		S of CENTR. SWELL	N of CENTR. SWELL	AUTOCHTHONOUS LOWER AUSTRIA	WASCHBERG ZONE
EARLY CRETACEOUS	BERRIASIAN	ORBITOLINA LM.			
	KIMMERIDGIAN	PURBECK FM.		ERNST- BRUNN LM. KURDEJOW ARENITE	ERNSTBRUNN LM.
	OXFORDIAN	CORAL REEFS	PURBECK FM.	ALTENMARKT FM. FALKENSTEIN FM. MIKULOV FM.	KLENTNITZ FM.
MALM	CALOVIAN	ALGAL- SPONGE BIOHERMS	CORAL REEFS	VRANOVICE LM.	
	BATHONIAN	NICOLCICE- HÖFLEIN FM.	ALGAL- SPONGE BIOHERMS NICOLCICE- HÖFLEIN FM.	NICOLCICE- HÖFLEIN FM.	
	BAJOCIAN	GRESTEN GROUP	GRESTEN GROUP		
DOGGER	AALENIAN			GRESTEN GROUP	
	LIASSIC				

Abb. 21: Schichtfolge im Jura des Molasseuntergrundes

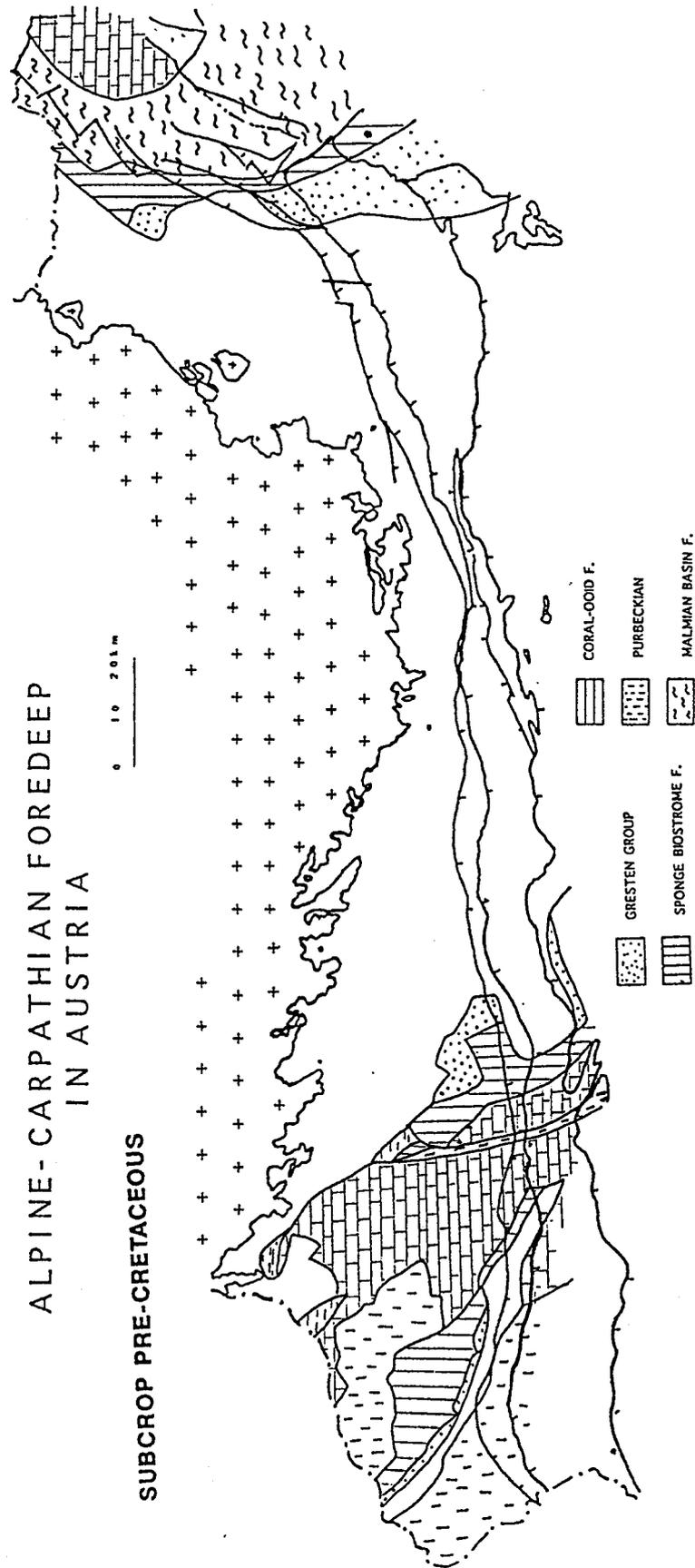


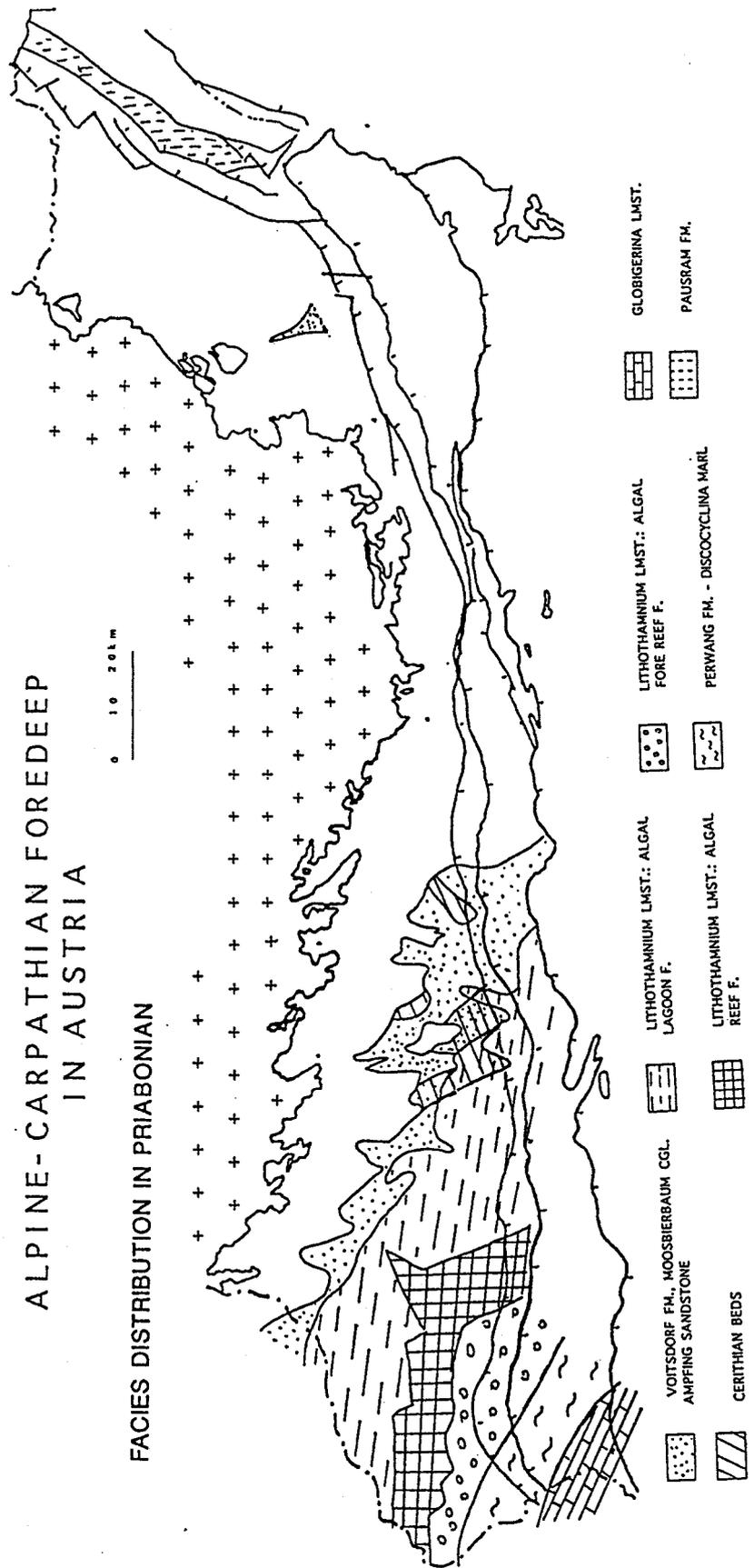
Abb. 22: Faziesverteilung im Jura des Molasseuntergrundes.

EPOCH		MOLASSE BASEMENT IN AUSTRIA CRETACEOUS				
		IMBRICATIONS	S of CENTR. SWELL	N of CENTR. SWELL	WASCHBERG ZONE	
Eocene	LUTETIAN				Haidhof FM.	
	YPRESIAN				Waschberg FM.	
Paleocene	DANIAN				Zaya FM.	
	THANETIAN				Bruderdorf FM.	
LATE CRETACEOUS	MAASTRICHTIAN	GLOBOTRUNCANA MARL			TEUFELSGRABEN FM.	
	CAMPANIAN			GLOBOTRUNCANA SDST.		POYSDORF GROUP
	SANTONIAN	GLOBOTRUNCANA MARL		HARMANNSDORF SDST.	KLEMENT FM.	
	CONIACIAN			THANN SDST. STEYR BEDS		
	TURONIAN			NIEDER-NEUKIRCHEN SDST.		
	CENOMANIAN		LOW. TUR. GLAUCO. SDST. LOW. TUR. MARLST.	NEUROFEN SDST.	PIBERBACH GLAUCON. SDST.	AMEIS GROUP
			REGENSBURG SDST.	SCHIEDBERG GROUP		
			SCHUTZFELS FM.			
EARLY CRETACEOUS	ALBIAN		Gault-Sandst.			
	APTIAN					
	BARREM.					
	HAUTERIVIAN TO BERRIASIAN		Mühlberg Sandstones and Limestones			

Abb. 23: Schichtfolge in der Kreide des Molasseuntergrundes.

CENTR. PARATETHYS STAGES	AUSTRIAN MOLASSE BASIN		
	IMBRICATIONS	S of CENTR. SWELL	N of CENTR. SWELL
<b>PANNONIAN</b>  SAR-MATIAN  BADEN- IAN 16.4		UPPER FRESHWATER MOLASSE	HAUSRUCK GRAVEL  KOBERNAUSSEN GRAVEL HAUSRUCK KARB. CLAY  RADEGUND B. MUNDERFING B.  PITZENBERG GR.  TRIMMELKAM BEDS
<b>OTTNANGIAN</b>		INNVIERTEL GROUP	ONCOPHORA BEDS GLAUCONITIC BEDS WACHTBERG GRAVEL  RIED BEDS  OTTNANG SCHLIER ATZBACH SD. VÖCKLA BEDS ROBULUS SCHLIER  TREUBACH SD. BRAUNAU SCHLIER MEHRNBACH SD.  PLESCHING FM. COARSE SD.
<b>EGGEN-BURGIAN</b>		HALL GROUP	HALL SCHLIER  LINDACH BEDS LUKASEDT FORMATION
<b>EGERIAN</b> 20.8	ROGATSBOden FM.	PUCHKIRCHEN GROUP	UPPER PUCHKIRCHEN FM.  LOWER PUCHKIRCHEN FM.  ZUPPING FM.
<b>KISCELLIAN</b> 27.5	BANNED M. DYNOW M DEUTEN- HAUSEN FM. SCHONECK FISHSHALE		BANNED MARL DYNOW MARLSTONE SCHONECK FISHSHALE  LINZ FM. PIELACH FM. ST.MAREIN-F. FM.
<b>PRIABONIAN</b> 33.7	PERWANG GROUP PERWANG FM. MILIOLIDAE NUMMULITIC SD.	PERWANG FM.	LITHOTHAMNIUM LM. AMPFING SD. CERITHIAN BEDS VOITSDORF FM.  NUMMU- LITIC SD.

Abb. 24: Schichtfolge im Tertiär der Molassezone.



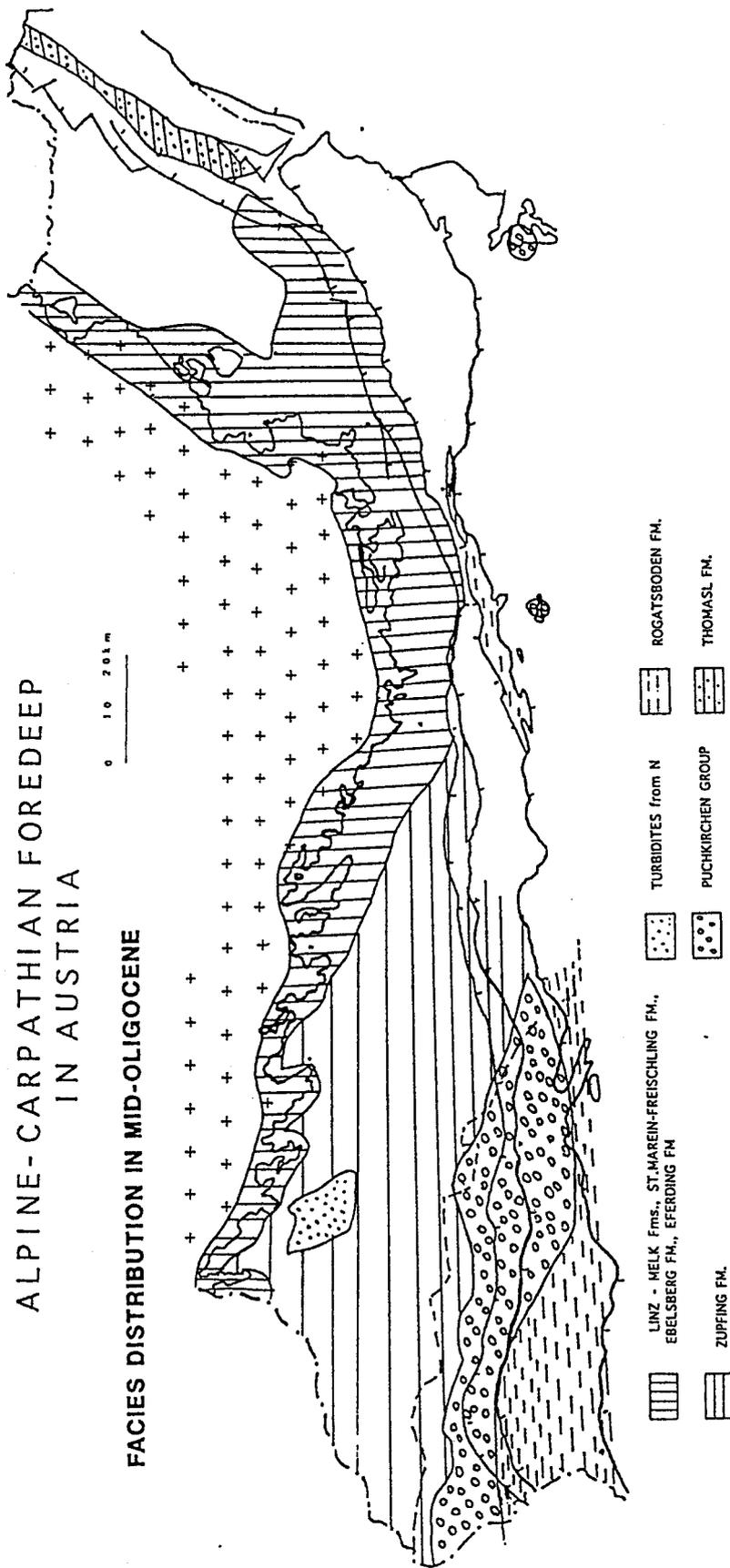


Abb. 26: Faziesverteilung im mittleren Oligozän der Molassezone.

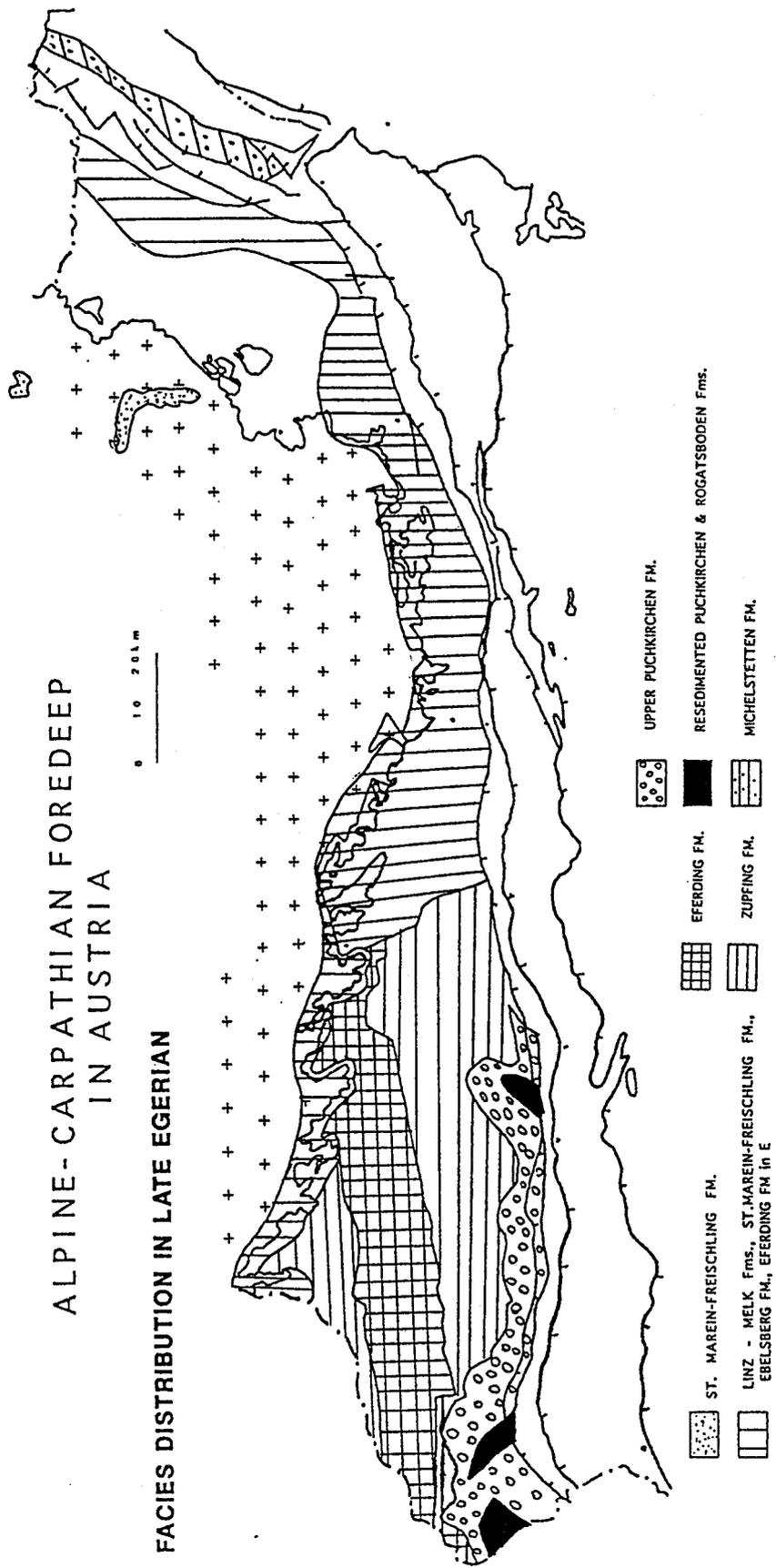


Abb. 27: Faziesverteilung im oberen Egerium der Molassezone.

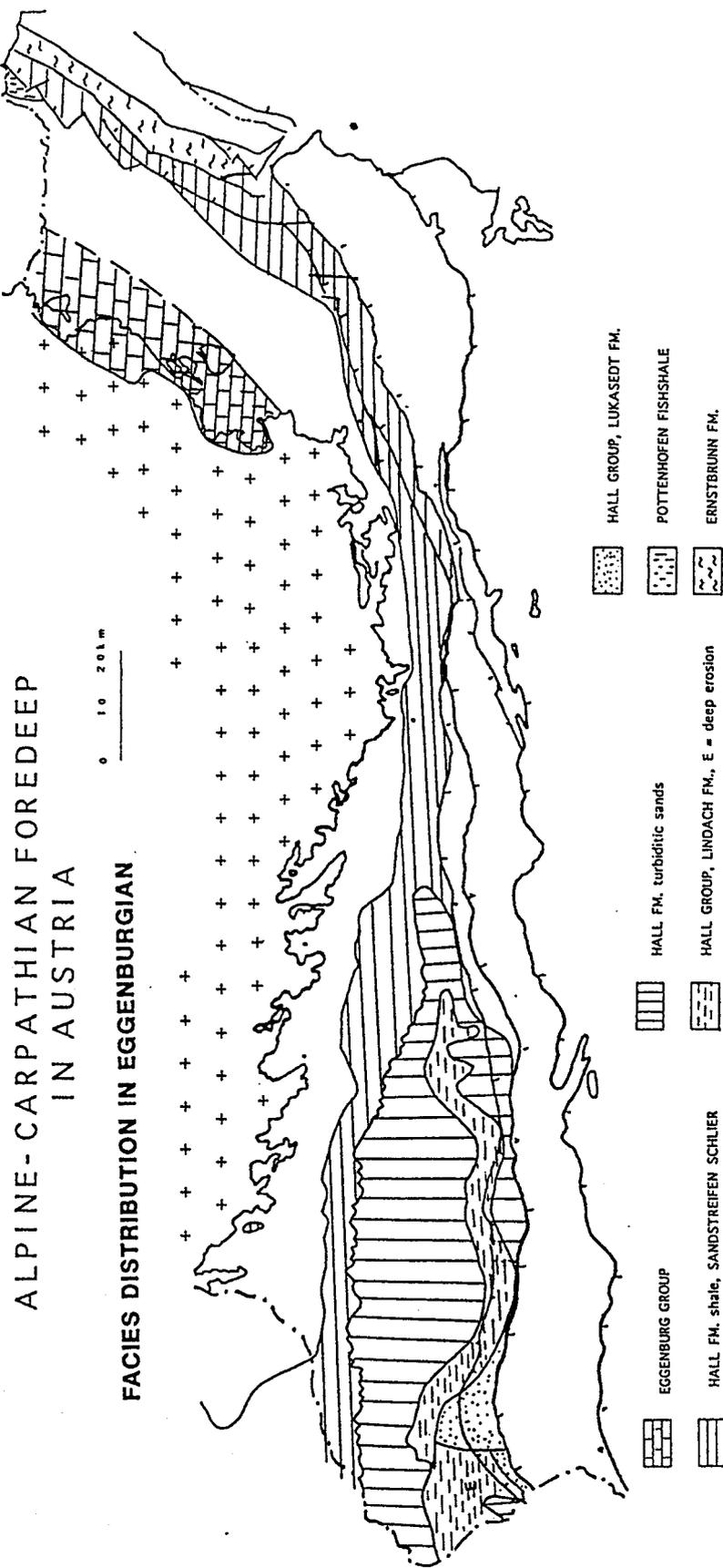


Abb. 28: Faziesverteilung im Eggenburgium der Molassezone.

ALPINE-CARPATHIAN FOREDEEP  
IN AUSTRIA

FACIES DISTRIBUTION IN OTTNANGIAN

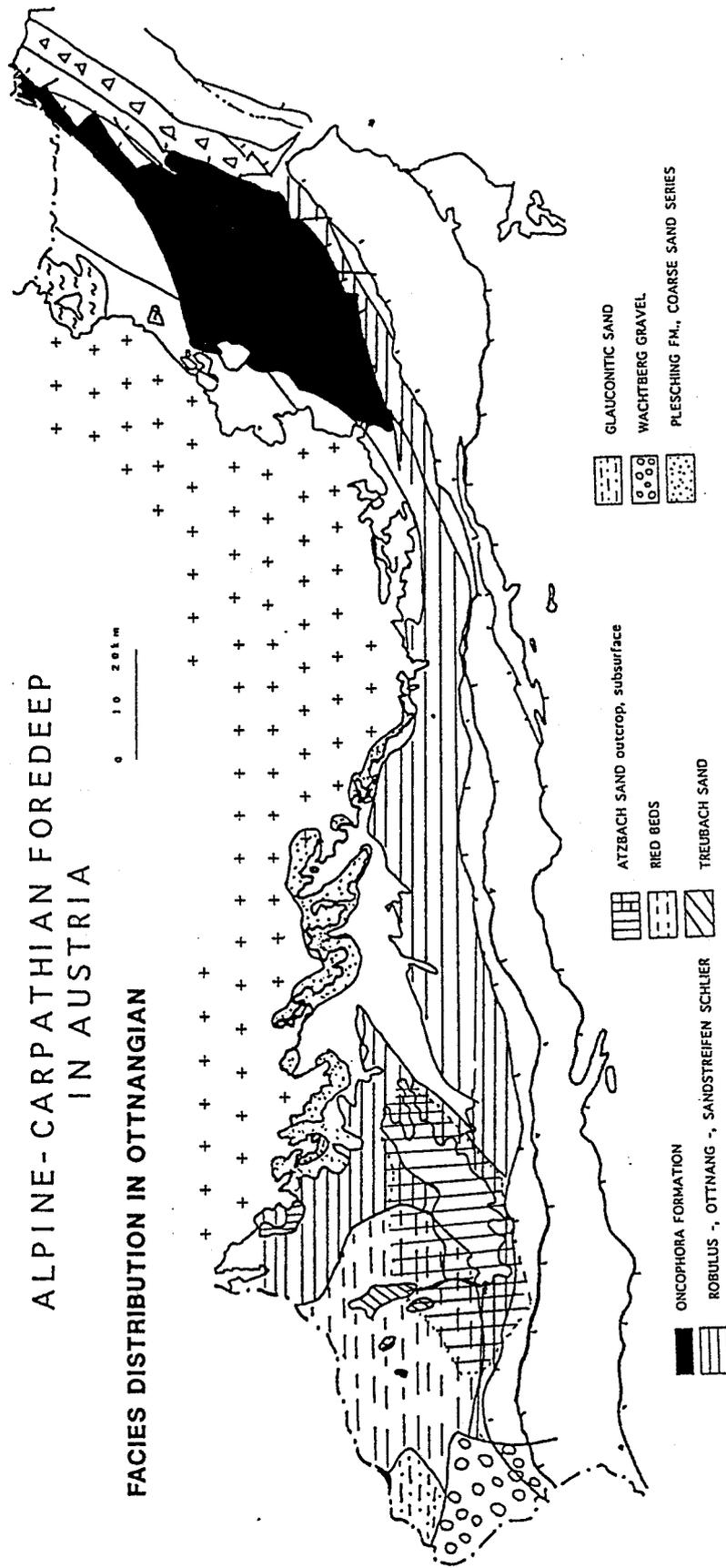


Abb. 29: Faziesverteilung im Ottnangium der Molassezone.

ALPINE-CARPATHIAN FOREDEEP  
IN AUSTRIA

FACIES DISTRIBUTION IN LATE MIOCENE

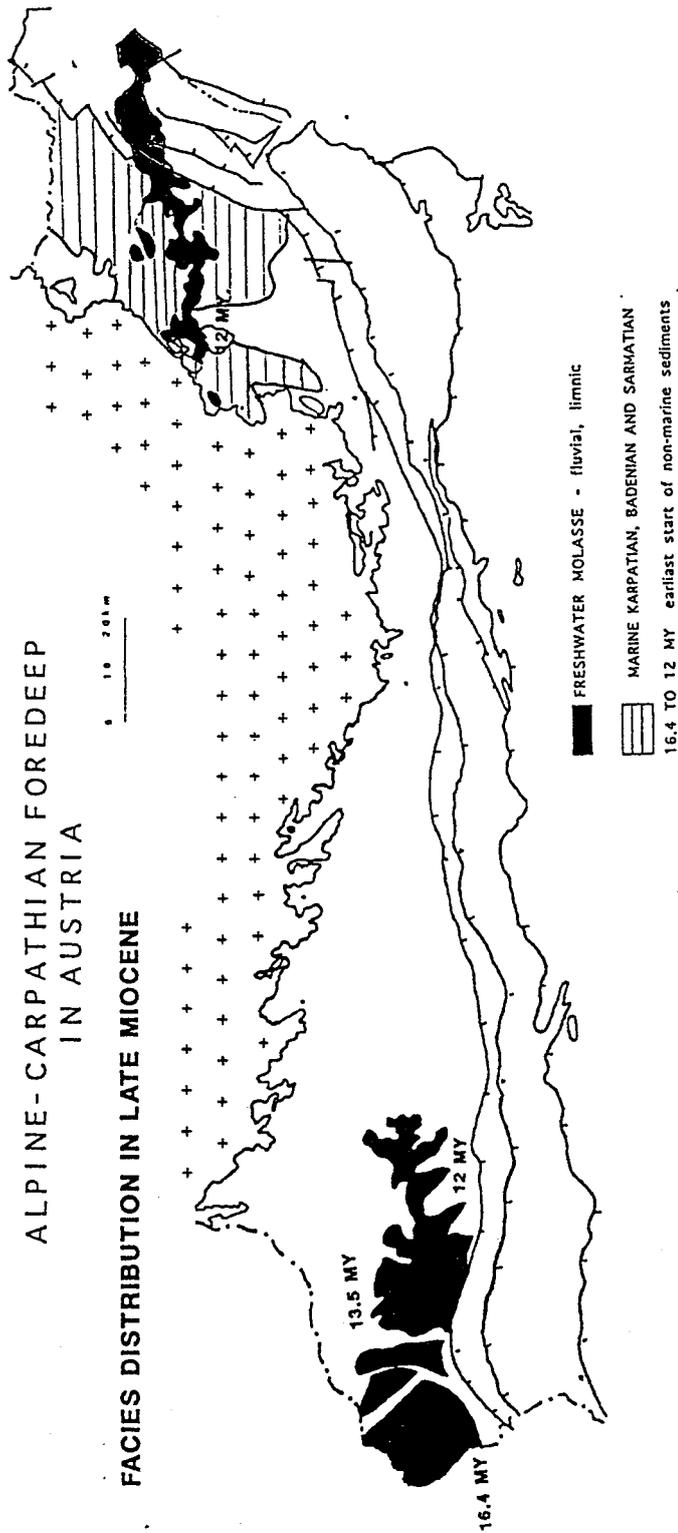


Abb. 30: Faziesverteilung im Mittel- und Obermiozän der Molassezone.

