

## III.2. Das Neogen des Wiener Beckens

von Norbert KREUTZER

### III.2.1. Die miozänen Ablagerungen des Wiener Beckens

Die etwa 6000 m mächtige miozäne Beckenfüllung (Tab. 12) besteht generell aus terrigenen (vom Festland stammenden) Sanden und Sandsteinen, weiters Tonmergeln und Tonen sowie geringeren Anteilen von Schottern, Konglomeraten und rotalgenführenden Ablagerungen. Es handelt sich dabei um marine (im Meer abgelagerte) bis limnische (im Süßwasserbereich abgelagerte) und fluviatile (in Flüssen abgelagerte) Sedimente und, da die Wassertiefe 200 m nicht überschritt und meist viel geringer war, um Seichtwassersedimente. Schichten des Eggenburgien und Ottnangien erreichen vor allem im nördlichen Wiener Becken ihre Hauptverbreitung, jene des Karpatien, Badenien, Sarmatien, Pannonien und Pontien sind im gesamten Wiener Becken verbreitet,

ebenso Ablagerungen des Pliozäns und Quartärs. Von den grobklastischen Sedimenten erreichen das Gänserndorfer- und Aderklaaer Konglomerat (Karpation) sowie die Schotter des Pontiens, Pliozäns und Quartärs gebietsweise eine große Ausdehnung und Mächtigkeit (Tab. 12).

Eine bedeutende Erosions- und Winkel-diskordanz (Kapitel III.1.) existiert zwischen den miozänen Schichten und dem Beckenuntergrund. Letzterer besteht von NW nach SE aus der abgesenkten Flysch-, Kalkalpen-, Grauwacken- und Zentralalpenzone (siehe Kapitel III.3.).

Die untermiozänen Schichten des Eggenburgien und Ottnangien sind im nördlichen Wiener Becken vollständiger vorhanden, da dieser Teil der älteste Sedimentationsraum eines sich ursprünglich von W

Tabelle 12. Stratigraphische Übersicht über das Neogen des Wiener Beckens

| STRATIGR. EINHEIT    | ALTER in Mio./J. | UNTER-GLIEDERUNG   | LITHOLOGIE   | FORMATIONEN, BIOSTRATIGRAPHISCHE ZONEN   | ÖL- und GAS-FELDER |
|----------------------|------------------|--|--|--|--------------------|
| PONT PANNON (-1400m) | 8                | fr   | EINZELNE KONGLOMERAT-LAGEN                                   | F - H  | ○ ○ ○              |
|                      |                  | b- MITTEL UNTER  |  | A - E  |                    |
| SARMAT (-1100m)      | 12,5             | b OBER UNTER   | MERGEL und SANDSTEINE, AUF DEN HOCHZONEN LITHOTHAMNIEN-LAGEN | ELPHIDIUM GRANOSUM ZONE<br>ELPHIDIUM HAUERINUM ZONE<br>ELPHIDIUM REGINUM ZONE                            | ● ○ ○              |
| m OBER UNTER         |                  | BULIMINA - ROTALIA ZONE<br>SPIROPLECTAMMINA ZONE<br>LAGENIDEN ZONE |  | ● ■ ■ □  |                    |
| KARPAT (-500m)       | 16,5             | m  | MERGEL und SANDSTEINE, EINZELNE KONGLOMERATLAGEN             | LAAER SCHICHTEN  | ● ○ ○ ○ ○          |
| OTTNANG (-1000m)     | 17,5             | m  |  | LUŽICE SCHICHTEN   |                    |
| EGGENBURG (-300m)    | 19               | m OBER UNTER   | MERGEL und SANDSTEINE, EINZELNE KONGLOMERATLAGEN             | ALPIN KARPATISCHES STOCKWERK   | ○ □ ○              |
|                      |                  | m  |  |  |                    |
|                      |                  |  |  | ADERKLAUER KONGLOMERAT (ti)<br>ADERKLAUER SCHICHTEN<br>GÄNSERNDORFER SCHICHTEN<br>BOCKFLIESSER SCHICHTEN | ● ○ ○ ○ ○          |
|                      |                  |  |  | MERGEL, SANDSTEINE KONGLOMERATE  |                    |
|                      |                  |  |  | STEINBERGBRUCH GEBIET  | ●                  |
|                      |                  |  |  | ADERKLAUER-MATZENER HOCHZONEN  | ●                  |
|                      |                  |  |  | SÜDLICHE und ÖSTLICHE BEREICHE   | ○                  |

|                            |                 |             |
|----------------------------|-----------------|-------------|
| fr SÜSSWASSER              | b BRACKISCH     | ○ L GAS     |
| ti FLUVIATIL               | br BRACHYHALIN  | □ BEDEUTEND |
| ti TERRESTRISCH - LIMNISCH | m SCHWACH MARIN | ● GROSS     |
| b- SEMIBRACKISCH           | m MARIN         | ○ KLEIN     |

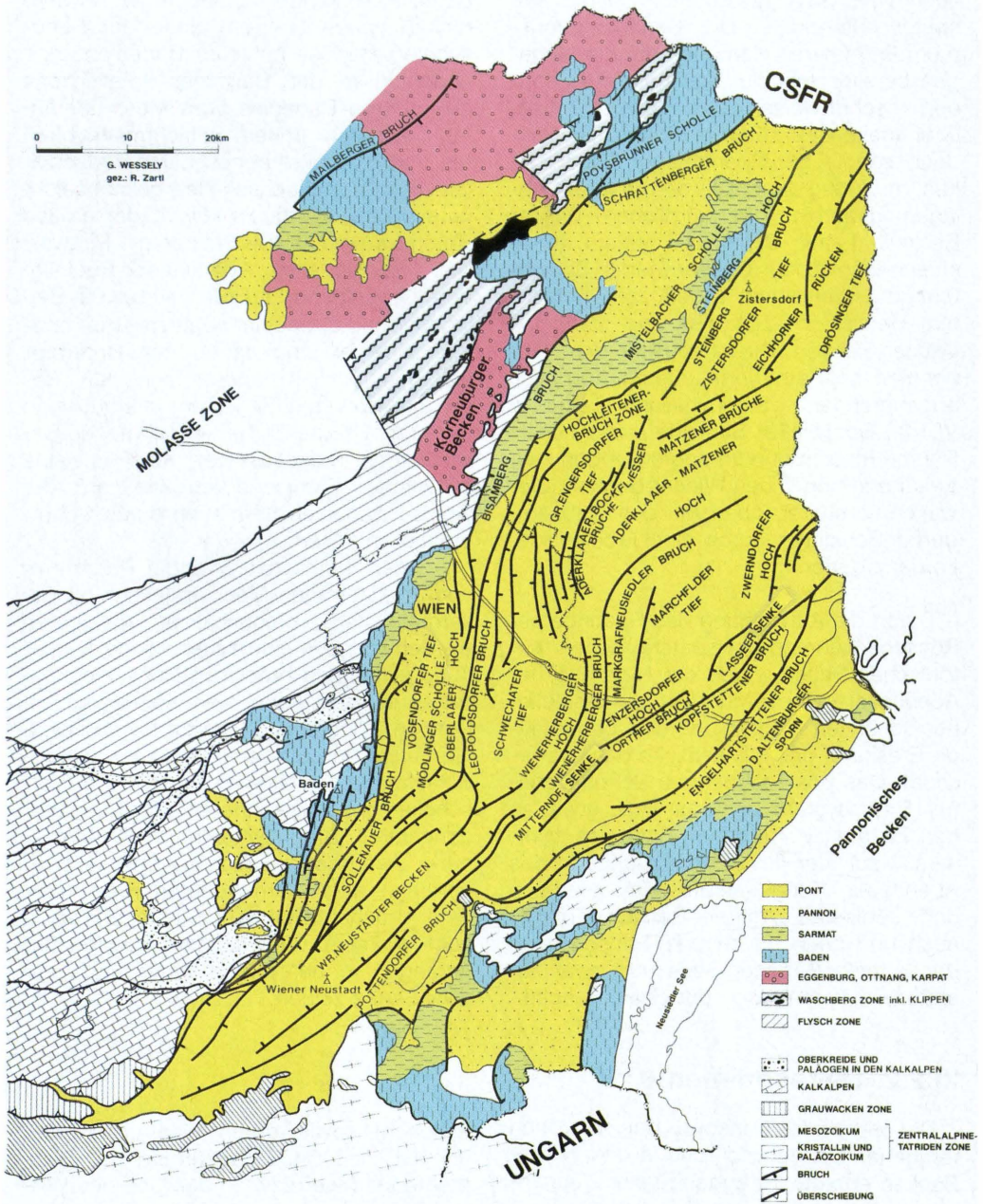


Abb. 109. Strukturgeologische Übersicht über das Wiener Becken

nach E erstreckenden Meeresarms war und sich das Wiener Becken in seiner heutigen NNE-SSW gerichteten Gestalt erst später entwickelte. Der Sedimentationsraum im höheren Karpatien erfaßte hingegen bereits nicht nur das nördliche, sondern schrittweise auch das zentrale (Marchfeld) und südliche Wiener Becken, doch trennte der Spannberger Flyschrücken im Untergrund noch den marinen Ablagerungsbereich im nördlichen Wiener Becken (Laaer Serie) von einem terrestrisch-limnischen (Gänserndorfer Schichten) und limnischen (Aderklaaer Schichten) Bereich im zentralen und südlichen Wiener Becken. Die eher nicht dem Ottnangien sondern dem unteren Karpatien angehörenden brachyhalinen (Kapitel VI.1.2.) Bockfließler Schichten sind nur im Raume Matzen und im angrenzenden zentralen und nördlichen Wiener Becken (Slowakei) verbreitet, aber von den Gänserndorfer Schichten durch eine Erosionsdiskordanz getrennt.

Durch die Aufwölbung des Spannberger Rückens während der spätsteirischen tektonischen Phase wurde der Nordrand der Aderklaaer-, Gänserndorfer- und Bockfließler Schichten erodiert und eine bedeutende Erosions- und Winkeldiskordanz verursacht. Das postsedimentäre Schönkirchener Bruchsystem war nur kurz etwa an der Zeitgrenze Karpatien-Badenien wirksam. Nach der fluviatilen Ablagerung des Aderklaaer Konglomerates im zentralen und südlichen Wiener Becken erfolgte nach und nach die marine Transgression der unteren Badener Serie und zwar zuerst der unteren, dann der oberen Lageni-

denzone (Auersthaler Schichten im Feld Matzen). Der als Insel und wichtige Faziesbarriere wirkende Spannberger Flyschrücken wurde erst am Ende der Sand-schalerzone des mittleren Badenien und endgültig in der Buliminen-Rotalienzone des oberen Badenien vom Meer überflutet. Die durch größere Schichtmächtigkeiten in den stärker abgesenkten Tiefschollen als in den Hochschollen gekennzeichnete synsedimentäre Aktivität der großen Bruchsysteme (z. B. Steinberg-, Pirawarther-, Hochleitener-, Aderklaaer-, Bockfließler-, Leopoldsdorfer Bruch; Abb. 109, Beilagen 1 und 2) beginnt spätestens im oberen Badenien und dauert, mit Unterbrechungen, bis ins höhere Pannonien. Bereits im obersten Badenien verstärkt sich der brachyhaline Einfluß (abnehmende Salinität des Meerwassers), lokal ist eine schwache Erosionsdiskordanz an der Grenze Badenien-Sarmatien durch Schotterlagen markiert.

Ab der Sarmatzeit wird die Paratethys vom mediterranen Meer abgeschnürt. Die sarmatischen, brachyhalinen Schichten werden von den eine zunehmende Aussüßung zeigenden brackisch-limnischen Sedimenten des Pannonien überlagert. Im Pontien, Pliozän und Quartär folgen fluviatile Sande und Schotter. Die durch gleiche Schichtmächtigkeiten in Hoch- und Tiefschollen gekennzeichneten jungen postsedimentären Bruchsysteme (z. B. Matzener-, Zwerndorfer-Bruchsysteme) entstehen erst nach dem höheren Pannonien. Eine Bruchaktivität ist lokal auch heute noch wirksam, wie mächtige Quartärablagerungen in der Mitterndorfer und Las-seer Senke zeigen.

### III.2.2. Deltasedimente

Der generelle Transport der miozänen terrigenen Sande und Tone in das Wiener Becken erfolgte im Eggenburgien, Ottnangien und Karpatien von S in das im N gelegene Meer, hingegen im Badenien, Sarmatien und Pannonien durch eine „Ur-Donau“ aus der bereits in der oberen Lagendenzone landfest gewordenen Molassezone im NW über den Zayagraben (NW Mi-

stelbach) sowie durch eine „Ur-March“ von NE her. Die Einschüttung der Sedimente ins Meer bzw. in den See des Wiener Beckens wurde früher nur über kleine randliche Küstendeltas angenommen. Die Ablagerung z. T. zungenförmiger Sandkörper sollte durch turbulente Bodenströmungen sowie von küstenparallelen Sandbänken durch gegen die Küste gerichtete Wel-

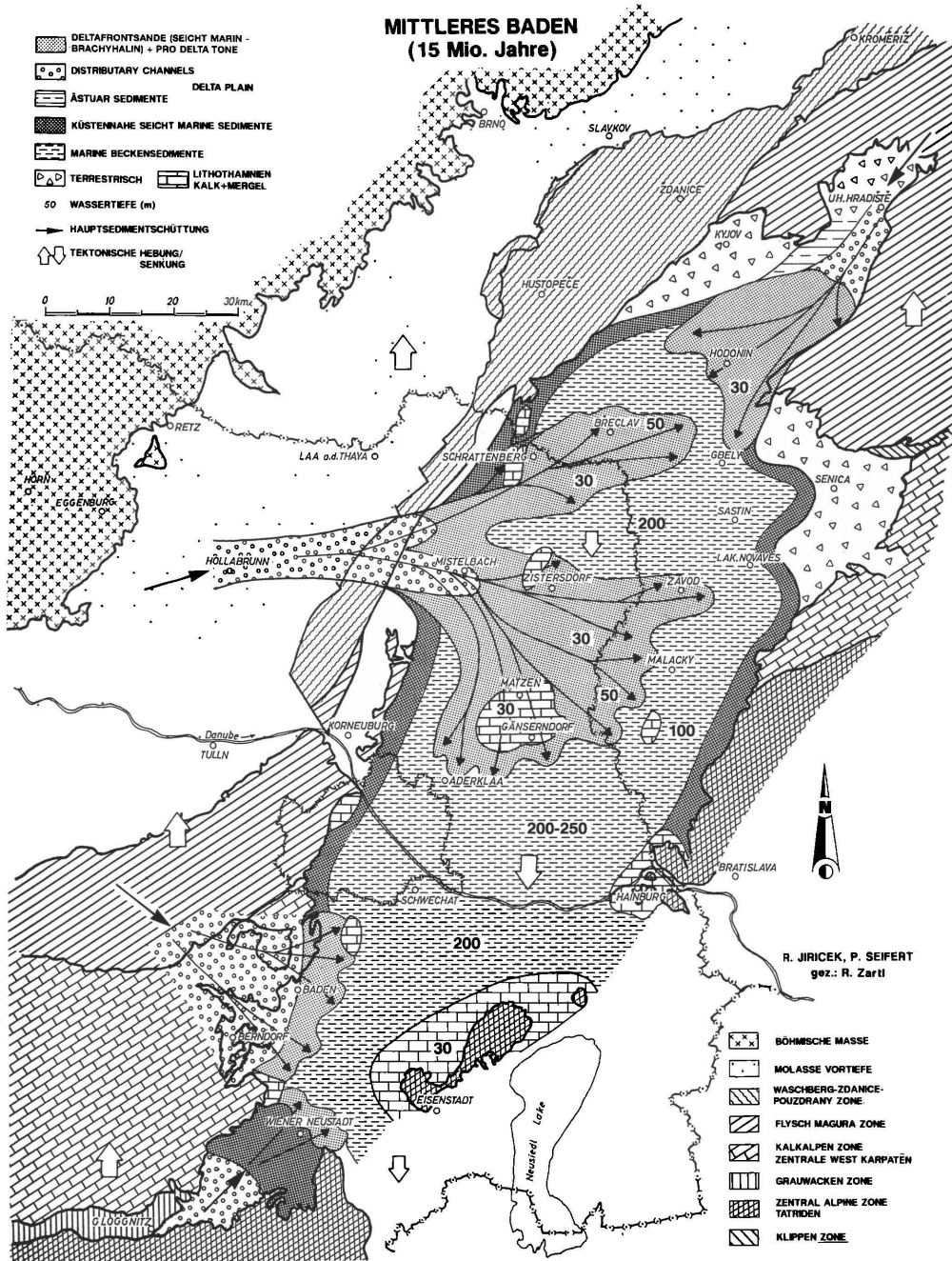


Abb. 110. Wiener Becken, Paläogeographische Fazies Entwicklung, mittleres Badenien. Subaquatische Deltavorstöße reichen bis in die Mitte des Wiener Beckens (P. SEIFERT 1989, nach einer Karte von R. JIRICEK 1979)

lenbewegungen erfolgt sein (L. KÖLBL 1953, 1957, 1959, 1966). Nach neueren geologischen und mikropaläontologischen Untersuchungen (R. JIRICEK 1978, 1985, 1988, nicht publizierte paläogeographische Fazieskarten 1979) besitzen aber Deltasedimente im nördlichen und zentralen Wiener Becken eine dominierende Verbreitung. Die bis in die Beckenmitte sich erstreckenden fingerförmigen und als ehemalige Deltaarme von Vorläufern der Donau und der March interpretierten Sandkörper im Badenien, Sarmatien und Pannonien zeigen eine auf eine geringere Salinität hinweisende Mikrofauna als die sie umgebenden Tonmergel. Hingegen führen andere parallel zur ehemaligen Küste orientierte Sandkörper dieselbe Fauna wie die Tonmergel und stellen somit keine Deltasedimente dar (R. JIRICEK 1978, 1985).

Auch nach weiteren Untersuchungen (Chr. RUPP 1986, N. KREUTZER 1986 und 1992, G. POGACSAS & P. SEIFERT 1991 sowie paläogeographische Fazieskarten von P. SEIFERT 1989) (Abb. 110) lassen die miozänen Sedimente des Wiener Beckens vielfach eine Deltaherkunft erkennen und zwar sowohl durch subaerische als auch subaquatische Deltakörper. Den sehr schmalen oder auch sehr ausgedehnten subaerischen Deltaplainbereichen stehen ebenso ausgedehnte subaquatische Deltafrontsande und Prodeltatone gegenüber, die sich radial bis in die Beckenmitte vorschieben und zyklisch mit transgressiven Tonmergelintervallen wechsellagern. Die Deltafrontsande sind regressiver (Kornvergrößerung nach oben) und/oder transgressiver Natur (Kornverfeinerung nach oben).

Von den terrestrisch-limnischen Gänserndorfer Schichten des Karpatien bilden die subaerischen Deltaplainsedimente große Areale im Marchfeld. Der Übergang in die subaquatischen Deltaabhangschichten findet erst in der Slowakei, östlich der March, statt. Bei gleicher Transportrichtung von S nach N zeigen die limnischen Aderklaaer Schichten einen ähnlichen Wechsel von Deltafront- und Prodelta-Sedimenten im Untergrund des Marchfeldes in die marine Laaer Serie des nördlichen Wiener Beckens. Mit der völlig an-

deren Einschüttungsrichtung aus NW bzw. NE setzen sich die Sedimente der Badener Serie, des Sarmatiens und Pannoniens des Wiener Beckens überwiegend aus zyklisch aufgebauten subaquatischen Deltafrontsanden und Prodeltatonen eines alten Donaudeltas bzw. Marchdeltas zusammen. Deren regressiv-transgressive Sandkörper, radial und hin- und herpendelnd, stießen bis weit ins nördliche und zentrale Wiener Becken vor, getrennt durch transgressive Tonmergelintervalle, die ein erneutes Vordringen des Meeres oder des Sees darstellen (Abb. 111). Nach paläoökologischen Untersuchungen durch Chr. RUPP (1986, Abb. 112), sind solche Sandhorizonte der Badener Serie des Feldes Matzen durch auf eine geringere Salinität hinweisende brachyhaline bzw. euryhaline Foraminiferen charakterisiert, die zwischengeschalteten mächtigeren Tonmergelintervalle aber durch vollmarine Foraminiferenfaunen. Die subaerischen Deltaplainsedimente hingegen sind im Badenien, aber meist auch noch im Sarmatien, mehr auf die Küstenränder beschränkt und erst im Unterpannonien reicht der fluviatile Hollabrunner-Mistelbacher Schotterkegel auf der Mistelbacher Hochscholle bis zum Steinbergbruch bei Zistersdorf. Umgekehrt sind außerhalb der subaquatisch abgelagerten Deltasandkörper weite Gebiete des nördlichen, zentralen und südlichen Wiener Beckens im Badenien (Abb. 110), Sarmatien und Unterpannonien sowie des nördlichen Wiener Beckens im Eggenburgien, Ottnangien und Karpatien durch eine „ruhige“, überwiegend tonige Sedimentation charakterisiert (P. SEIFERT 1989, W. LADWEIN et al. 1991, R. SAUER et al. 1992).

Wenn auch nicht ausschließliche, so ist doch das Auftreten progradierender Schichten typisch für den lateralen Transport von Deltasedimenten: die oberste Sandschaler- und die Buliminen-Rotalienzone des Badenien zeigen im Feld Matzen (Abb. 113) und Umgebung deutlich in radialer Richtung den Wechsel einer höher- und flachliegenden, geringermächtigen sandreichen Fazies über den steiler einfallenden, in der Mächtigkeit zuerst an-, dann wieder abschwellenden Ab-

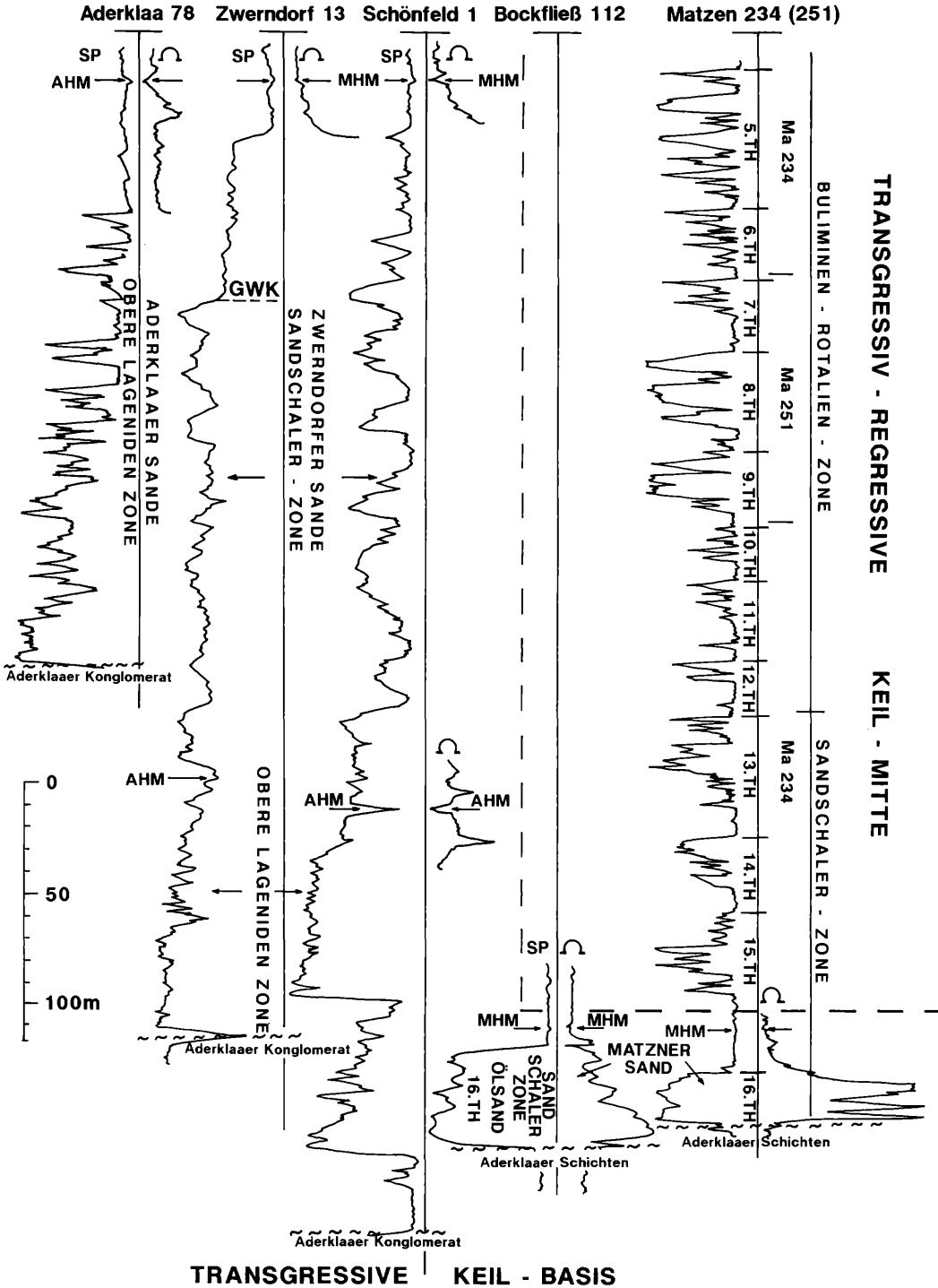
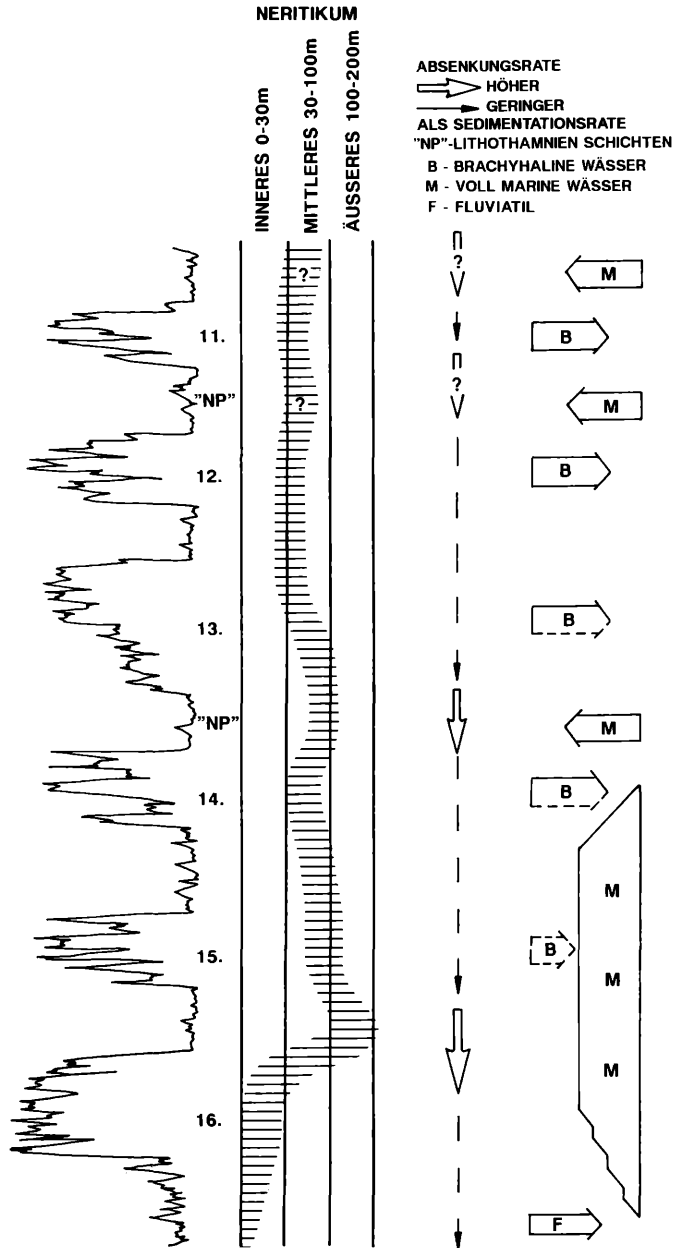


Abb. 111. Bohrlochdiagramme transgressiver und regressiver Sande des Fazieszykluskeiles der Badener Serie des zentralen Wiener Beckens (Aderklaa, Matzen, Zwerndorf) (modifiziert nach N. KREUTZER 1986)

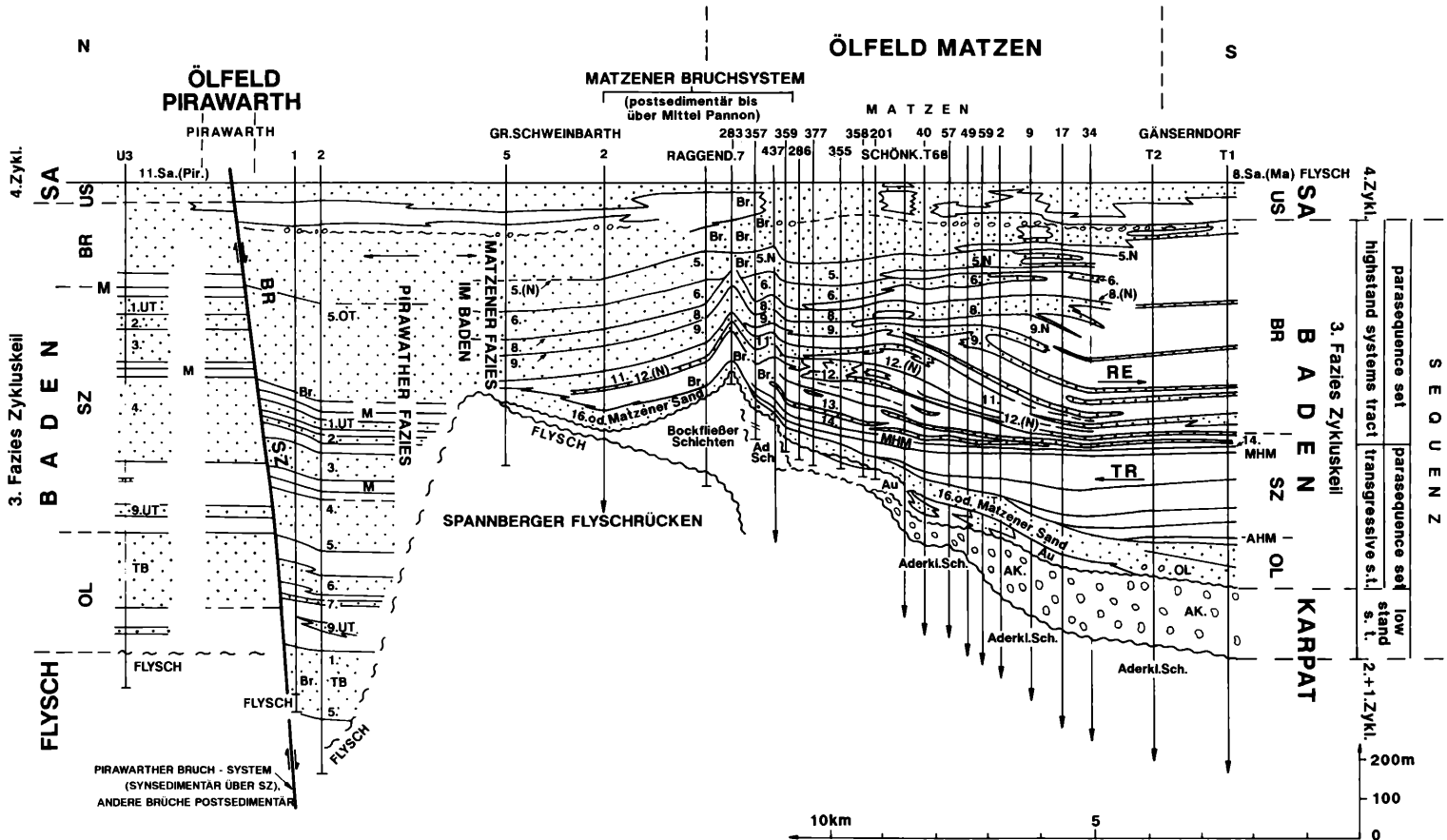
# SEDIMENTOLOGIE

## UNTERES - MITTLERES BADEN MATZEN



Autor: C. RUPP

Abb. 112. Paläoökologische Entwicklung im Feld Matzen zwischen 11. und 16. TH der Badener Serie. Die brachyhalinen Foraminiferen der Sandhorizonte weisen auf eine geringere Salinität der Wässer, die Foraminiferen der Tonmergelintervalle auf vollmarine Wässer (nach Chr. RUPP 1986).



III. 2. 2.

Abb. 113. Stratigraphischer Schnitt durch die Badener Serie der Felder Matzen und Pirawarth (Fazieschema des Badenien, zentrales Wiener Becken) Sequenzgliederung und deutlicher Fazieszykluskeil und progradierende Schichten im Feld Matzen (ohne postsedimentäre Brüche, Bezugsniveau Oberkante Untersarmat) (modifiziert nach N. KREUTZER 1986)



hangbereich einer bereits sandärmeren Fazies in eine tief- und wieder flachliegende, geringmächtige tonreiche Beckenfazies. Durch die verstärkte Sedimentein-schüttung bei der Regression verlagert sich die sandreiche „Plattform“-Fazies der höheren Schichten über die tonreicheren Faziesbereiche der tieferen Schichten. Dabei ist zu beachten, daß in Richtung dieser Progradierung, also lateral, die Schichten jünger werden und nicht nur vertikal von unten nach oben (N. KREUZER 1986).

Diese Erscheinung und das vor allem im Pannonien und Sarmatien typische Zusammenwachsen oder Aufsplintern sowie Auskeilen von Sandkörpern und den damit verbundenen Mächtigkeitsänderungen, die durch das Hin- und Herpendeln von finger- oder lappenartigen Deltasandkörpern entstehen, können in den Öl- und Gasfeldern gut verfolgt werden. Dies erschwert aber die regionale Korrelation

der Schichten mittels Bohrlochdiagrammen. Dadurch gilt die konventionell von oben nach unten bzw. von jüngeren zu älteren Schichten durchgeführte lithologische Horizontierung bzw. Numerierung der öl- oder gasführenden Sandkörper (Horizonte) meist nur lokal, also innerhalb eines Feldes oder zwischen benachbarten Feldern. Eine regionale Korrelation im gesamten Wiener Becken ist nur mikropaläontologisch möglich. Wesentlich beständiger als die Sande erweisen sich hingegen vor allem die mächtigeren Tonmergelintervalle, die häufig in den Widerstandskurven der elektrischen Bohrlochmessungen bestimmte gleichbleibende Marker anzeigen, die lokal oder regional verfolgt werden können. Einige von ihnen gehen auf submarine vulkanische Tufflagen zurück, wie z. B. die Bentonitmarker in den Tonmergeln der unteren und oberen Lagenidonezone und der Sandschalerzone des Badeniens sowie des Karpatiens (Abb. 113).

### III.2.3. Die strukturelle Entwicklung im Miozän

Die strukturhohen und -tiefen Bereiche des Reliefs des vormiozänen Beckenuntergrundes decken sich in ihrer räumlichen Lage auffallend gut mit jenen in den miozänen Schichten (Beilagen 2 und 3), d. h. die strukturelle Entwicklung in der miozänen Beckenfüllung des gesamten Wiener Beckens wird hauptsächlich durch die lokal differenzierten Absenkungsbewegungen des Beckenuntergrundes bestimmt. Über den Strukturhochzonen des Beckenuntergrundes ist außerdem die terrigene miozäne Schichtfolge nicht nur unvollständiger, sondern hat auch viel geringere Mächtigkeiten. Umgekehrt sind diese Schichten über den strukturtiefen Bereichen des Beckenuntergrundes nicht nur vollständiger, sondern auch wesentlich mächtiger entwickelt. Daraus ergibt sich erstens eine geringere Absenkung der strukturhohen Bereiche des Beckenuntergrundes gegenüber den strukturtiefen und zweitens eine synsedimentäre, also während der Sedimentation entstandene Anlage der Strukturen in der miozä-

nen Schichtfolge, die sich weitgehend mit den heutigen Strukturen decken. Das ist auch der Grund, daß in den Öl- und Gasfeldern des Wiener Beckens die Lagerstätten der miozänen Strukturen räumlich über den Relieflagerstätten des Beckenuntergrundes liegen und diese, soweit es die Kalkalpen betrifft, wieder weitgehend über Lagerstätten innerhalb der Kalkalpen (Beilagen 2 und 3). Auf dieser Konzentration der Lagerstätten in bestimmten regionalen Hochzonen beruht die hohe Fündigkeitsrate in der Vergangenheit, während in den großen Muldenregionen außerhalb der Öl- und Gasfelder fast keine Lagerstätten entdeckt werden konnten.

Die im Miozän anfangs meist bruchlos vor sich gehende synsedimentäre Strukturbildung wurde spätestens durch die in der Bulimina-Rotaliazone des oberen Badeniens einsetzende und mit Unterbrechungen bis ins jüngere Pannonien dauernde synsedimentäre Bruchtektonik der großen Bruchsysteme verstärkt wirksam. Die

bisher zwischen den Hoch- und Tiefzonen vorhandenen regionalen Mächtigkeitsunterschiede intensivierten sich lokal durch die Bildung von Hoch- und Tief-schollen (meist durch Zwischenschollen verbunden). Nach dem jüngeren Panno-

nien verstärkte sich die (postsedimentäre) Bruchaktivität im Wiener Becken und zahlreiche neue Bruchsysteme zerlegten die miozäne Schichtfolge in Schollen, die in den Öl- und Gasfeldern dann auch die Lagerstätten beherbergen (Abb. 109).

### III.2.4. Die Öl- und Gashorizonte

Zur Feststellung des tektonisch-stratigraphischen Aufbaues sowie wegen der oft übereinanderliegenden Lagerstätten in den miozänen Öl- und Gasfeldern ist eine Bezeichnung bzw. Numerierung notwendig. Der Begriff „Horizont“ umfaßt im geologischen Sinn einen meist aus mehreren dicht übereinanderfolgenden Sandlagen aufgebauten Komplex, der deutlich durch lateral ausgedehnte und kontinuierliche Tonmergelintervalle vom nächsthöheren bzw. -tieferen Horizont getrennt wird und deshalb meist auch eine eigene Lagerstätte bildet. Ein Horizont kann mehrere, durch Randwasser, Brüche oder Vertonung getrennte Lagerstätten umfassen. Umgekehrt kann aber auch eine Lagerstätte durch mehrere diskontinuierliche, also auskeilende Tonlagen in energetisch verbundene Horizonte zusammengefaßt sein.

Zwei extreme Entwicklungen von Sandhorizonten oder -lagen sind im Miozän vorhanden:

- Isolierte Sandlinsen, deren Lagerstätten infolge eines fehlenden Energienachschubs im Laufe der Förderung einen starken Abfall des Gesamtzuflusses und des Druckes zeigen.
- Die einzelnen Sandlagen eines mächtigeren Horizontes stehen lateral oder vertikal durch Auskeilen trennender Tonlagen untereinander in Kontakt bzw. in Kommunikation und zeigen infolge genügenden Energienachschubs nur einen geringen Abfall des Gesamtzuflusses und des Druckes.

Der erste Fall ist charakteristisch für die linsenförmigen Sandkörper der Aderklaaer-, Gänsersdorfer- und Bockfließler Schichten sowie allgemein für Karpatien, Ottnangien und Eggenburgien. Der zweite

Fall ist charakteristisch für Badenien, Sarmatien und Pannonien, doch gibt es linsenförmige Sande auch in diesen Formationen.

Wichtige Hinweise für die energetischen Verhältnisse ergeben sich bereits aus den Bohrlochdiagrammen, da gleiche oder sehr ähnliche Initialkontakte (Gas-Öl, Öl-Wasser, Gas-Wasser) in Sanden auf eine wahrscheinliche Kommunikation deuten, sehr verschiedene Initialkontakte hingegen auf eine Trennung. Als Initialkontakte werden die ursprünglichen Grenzflächen von Gas, Öl oder Wasser im Speicherstein vor Aufnahme der Förderung bezeichnet. In den zahlreichen Bruchschollen der Öl- und Gasfelder sind vor allem in den miozänen Schichten fast ausschließlich unterschiedliche Initialkontakte vorhanden und zwar sowohl lateral innerhalb desselben Horizontes zwischen zwei benachbarten Schollen als auch vertikal zwischen den Horizonten. Daraus ergibt sich eine initiale Dichtheit der Bruchflächen. Ausgenommen sind jene Fälle, in denen innerhalb einer Lagerstätte ein Bruch aufhört oder die Sprunghöhe oder Abschiebung eines Bruches geringer ist als die Mächtigkeit des Speichers. Dann kann sich ein gleicher Initialkontakt in benachbarten Schollen über eine wahrscheinlich undichte Bruchfläche einstellen. Während der Produktion treten Änderungen der Kontakte und selektive Verwässerungen in lagig aufgebauten Horizonten ein, die selbstverständlich von den initialen Kontakten unterschieden werden müssen, aber, zusammen mit Produktions- und Druckdaten, wertvolle Hinweise auf die tatsächlichen energetischen Verhältnisse liefern (siehe auch Kapitel II.1.8.).

### III.2.5. Fallentypen

Das Vorherrschen eines bestimmten Fallentyps ist in den einzelnen Formationen unterschiedlich ausgeprägt (Abb. 114). Der Sedimentcharakter allein kann schon konträre Fallentypen verursachen. So ergibt sich durch die überwiegend linsenförmige Sandentwicklung im Unter miozän ein dominierender, stratigraphischer Fallentyp, während im Mittel- und Obermiozän der strukturelle Fallentyp in den lateral ausgedehnten und vertikal besser kommunizierenden Sandlagen dominiert. Doch auch dieser Typ wird meist von einer stratigraphischen Fallkomponente begleitet, da generell oder lokal die Lagerstätten durch Vertonungszonen begrenzt werden. Da außerdem die miozänen Schichten in fast allen Öl- und Gasfeldern von einer oft verschieden alten bzw.

intensiven Bruchtektonik in einzelne Schollen zerlegt werden, sind auch Bruchfallen fast immer vertreten. Häufig ist überhaupt eine Kombination von strukturellen-, stratigraphischen- und Bruchfallen vorhanden. Eher lokale Bedeutung hingegen besitzen in den unter miozänen Schichten Fallen über oder unter Erosions- und Winkel diskordanzen. Daß aber Diskordanzen nicht immer abdichten müssen, beweisen gemeinsame Lagerstätten zwischen Beckenuntergrund und Unter miozän sowie zwischen Unter- und Mittel miozän.

Die Relieflagerstätten in den begrabenen Bergen der Flysch- und Kalkalpenzone gehören dem strukturellen Fallentyp an, ebenso die kalkalpeninternen Lagerstätten.

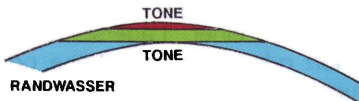
#### GAS - ÖL - FALLENTYPEN

**1. STRATIGRAPHISCHE:**

z.B. BOCKFLIESSER SCHICHTEN



**STRUKTURELLE:** z.B. 16. TH - MATZEN

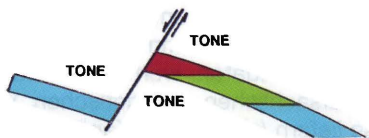


**3. STRUKTURELLE - STRATIGRAPHISCHE:**

z.B. 9.TH - OBERE BADENER SERIE FELD MATZEN



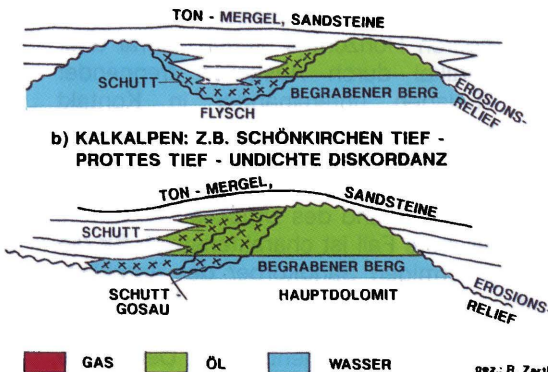
**4. BRUCHFALLEN**



**5. UNTER EINER DISKORDANZ - WENN SIE ABDICHTET z.B. GÄNSERNDORFER - BOCKFLIESSER SCHICHTEN**



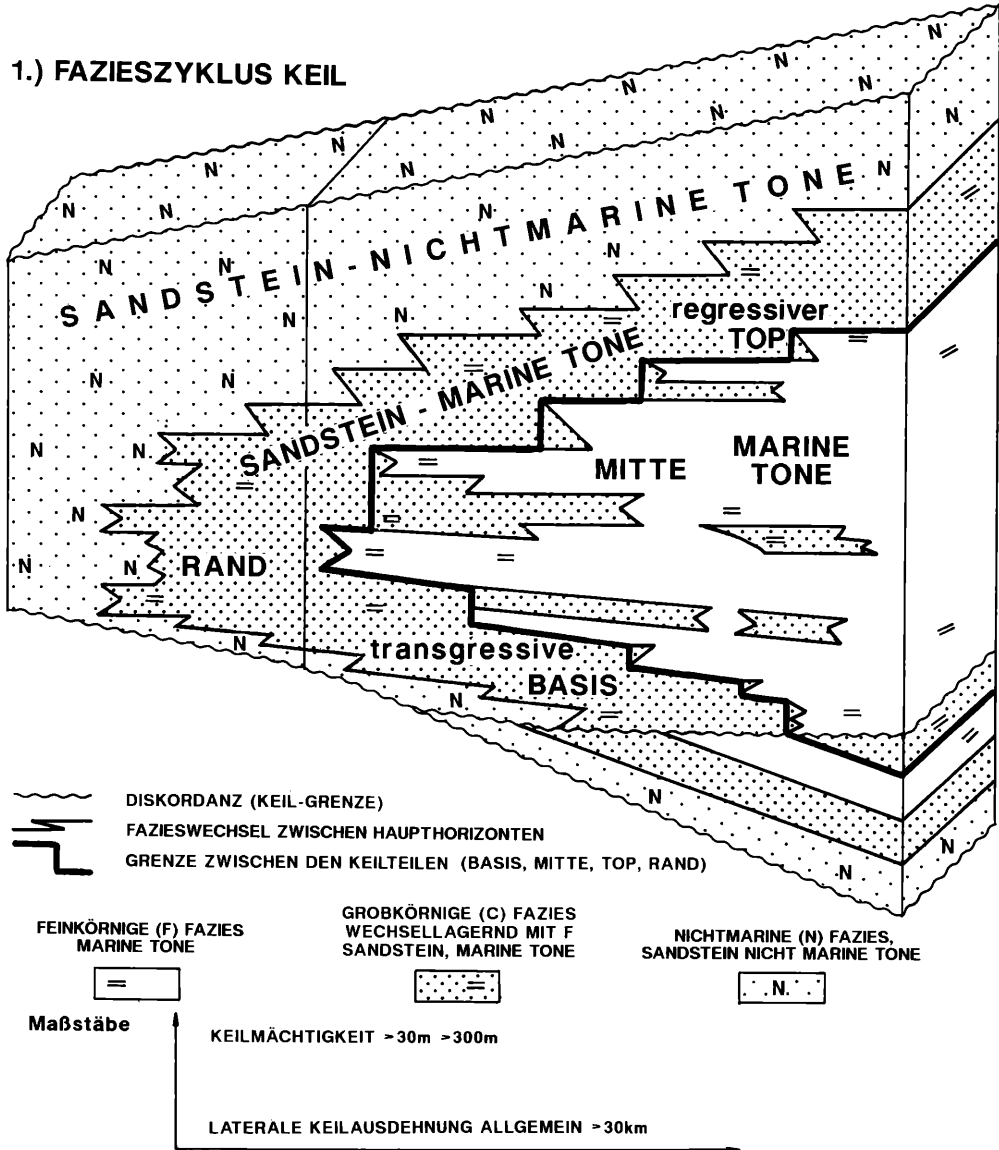
**6. "BEGRABENE BERGE": Z.B. RELIEF DES BECKENUNTERGRUNDES UND SCHUTTBILDUNG**  
a) FLYSCH: Z.B. STEINBERG



gez.: R. Zertl

Abb. 114. Gas- und Ölfallentypen im Wiener Becken

1.) FAZIESZYKLUS KEIL



2.) VERTIKALE FAZIESFOLGEN

|                           | TRANSGRESS.   |            | REGRESSIV |           |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |
|---------------------------|---|------------|-----------|-----------|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
|                           | KEIL BASIS  | KEIL MITTE | KEIL TOP  | KEIL RAND |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |
| SANDSTEIN - TON BEISPIELE | <table border="1"> <tr><td>=</td><td>F</td></tr> <tr><td>=</td><td>F</td></tr> <tr><td>=</td><td>C</td></tr> <tr><td>=</td><td>N</td></tr> </table> | =          | F         | =         | F | = | C | = | N | <table border="1"> <tr><td>=</td><td>F</td></tr> <tr><td>=</td><td>F</td></tr> <tr><td>=</td><td>C</td></tr> <tr><td>=</td><td>F</td></tr> </table> | = | F | = | F | = | C | = | F | <table border="1"> <tr><td>N</td><td>N</td></tr> <tr><td>=</td><td>C</td></tr> <tr><td>=</td><td>F</td></tr> </table> | N | N | = | C | = | F | <table border="1"> <tr><td>N</td><td>N</td></tr> <tr><td>=</td><td>C</td></tr> <tr><td>N</td><td>N</td></tr> </table> | N | N | = | C | N | N |
| =                         | F   |            |           |           |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |
| =                         | F   |            |           |           |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |
| =                         | C   |            |           |           |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |
| =                         | N   |            |           |           |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |
| =                         | F   |            |           |           |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |
| =                         | F   |            |           |           |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |
| =                         | C   |            |           |           |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |
| =                         | F   |            |           |           |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |
| N                         | N   |            |           |           |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |
| =                         | C   |            |           |           |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |
| =                         | F   |            |           |           |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |
| N                         | N   |            |           |           |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |
| =                         | C   |            |           |           |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |
| N                         | N   |            |           |           |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |

Nach David A. WHITE 1980, Assessing Oil and Gas Plays

Abb. 115. Schema eines Sand/Ton-Fazieszykluskeiles und vertikaler Faziesabfolgen (nach D. A. WHITE 1980)

### III.2.6. Transgressiv-regressive Fazieszyklus-Keile

Die miozäne Schichtfolge des Wiener Beckens läßt in jenen Formationen und Gebieten, die eine grob- bis feinklastische Sedimentation aufweisen, eine Reihe sedimentärer Zyklen erkennen, die bereits von L. KÖLBL in einem internen Bericht 1953 erwähnt wurden. Eine gut fundierte und für die Ölindustrie ideale schematische Gliederung in transgressiv-regressive Fazieszykluskeile wurde 1980 von D. A. WHITE publiziert (Abb. 115). Diese beruht einerseits auf der Feststellung von 200 solcher Keile in 2000 Öl- und Gasfeldern nach einer Untersuchung der stratigraphischen Profile in 80 Becken der Welt, einschließlich des Wiener Beckens, andererseits auf dem Waltherschen Faziesgesetz (siehe unten).

Ein Fazieszykluskeil besteht definitionsgemäß aus einem oben und unten von kontinentalen Schichten und meist auch von regionalen Diskordanzen begrenzten keilartigen Schichtkomplex von mindestens 30 bis mehr als 300 m Mächtigkeit und bis über 30 km Ausdehnung. Dieser Keil stellt im Idealfall einen transgressiv-regressiven Ablagerungszyklus dar. Der Zyklus umfaßt von unten nach oben eine ver-

tikale Faziesfolge von grobkörnigen kontinentalen über grob-, fein- und wieder grobkörnigen, marinen zu erneut kontinentalen Schichten.

Das Walthersche Faziesgesetz besagt, daß die vertikale Folge der sedimentären Faziesentwicklungen für gewöhnlich der lateralen Anordnung ihrer Ablagerungsbereiche entspricht. Die gleichaltrigen, aber faziell unterschiedlichen Ablagerungsbereiche verschieben sich bei einer Transgression (zunehmende Wassertiefe) landwärts und feinkörnige, küstenfernere Sedimente überlagern grobkörnige, küstennähere (Abb. 116). Bei einer Regression (abnehmende Wassertiefe) liegen umgekehrt küstennähere über küstenfernere Sedimente.

Die miozäne Schichtfolge des Wiener Beckens kann, abhängig von der Verbreitung der verschiedenen Formationen sowie deren Sand-Tonverhältnissen – und damit auch von den Deltasedimenten – in den verschiedenen Bereichen in eine unterschiedliche Anzahl chronologisch numerierter sedimentärer Zyklen bzw. transgressiv-regressiver Fazieszykluskeile gegliedert werden (Abb. 117). Durch Auskei-

S.P. und/od.  
GR.-Kurve

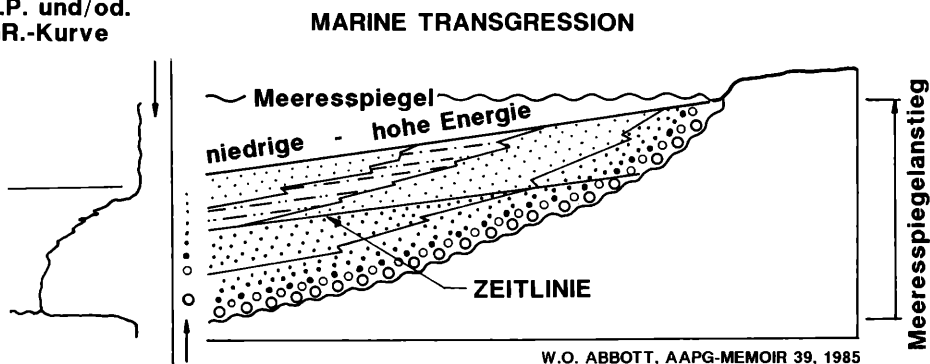
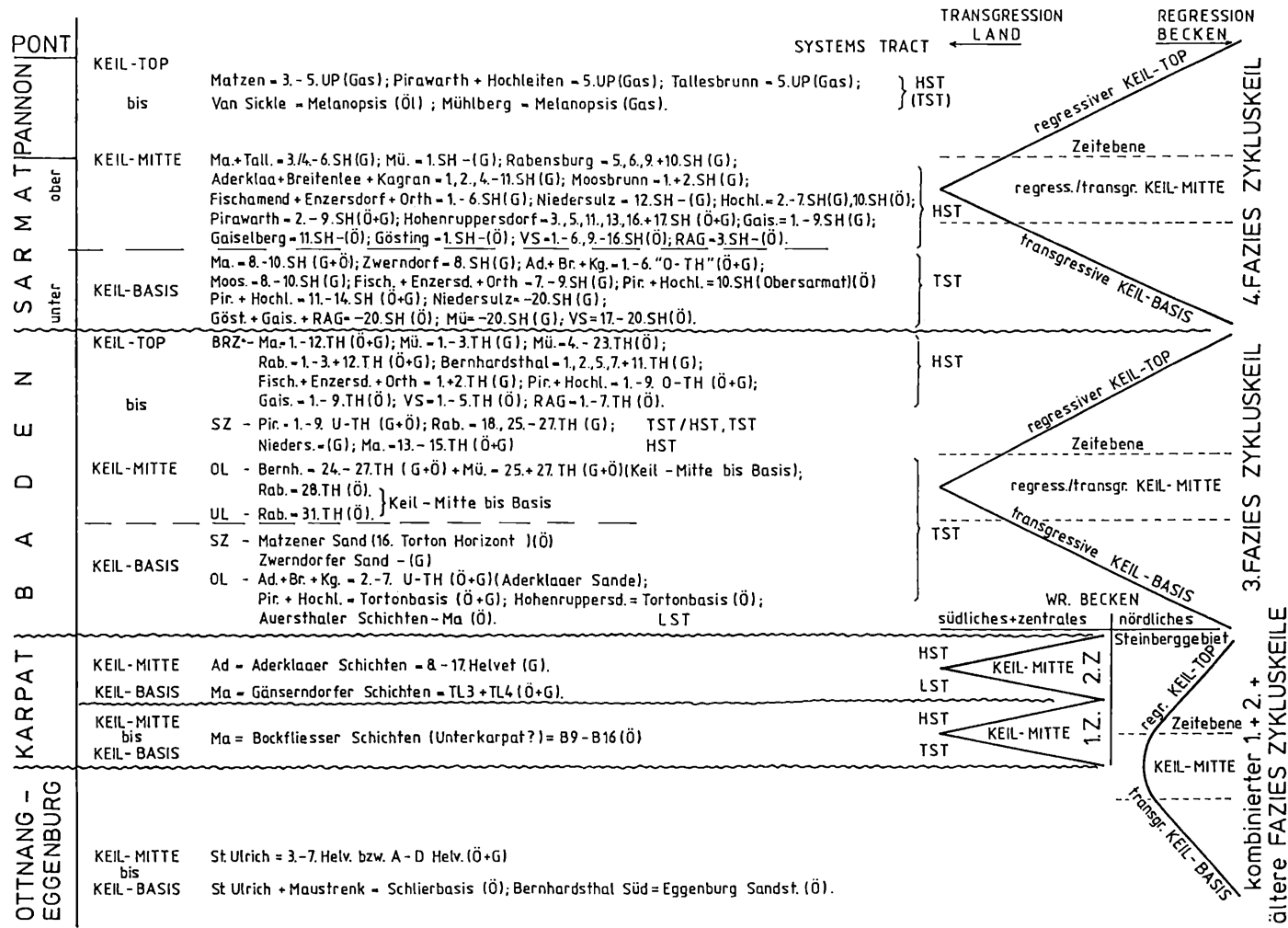


Abb. 116. Charakteristische Eigenschaften eines basalen Transgressionssandes (nach W. O. ABBOTT 1985)

Vertikale Abnahme der Korngröße (von unten nach oben). Laterale Abnahme der Korngröße vom Küstenbereich (hohe Energie) zum Off Shore-Bereich (niedrige Energie). Transgression: Verschiebung der Küste landwärts. Die allmähliche Ausdehnung eines seichten Meeres resultiert im fortschreitenden Untertauchen des Landes durch Meeresspiegelanstieg oder Landabsenkung.



III. 2. 6.

245

Abb. 117. Die miozänen Lagerstätten des Wiener Beckens in den einzelnen Teilen der Fazieszykluskeile und systems-tracts. (LST = low stand systems-tract, TST = transgressive systems-tract, HST = high stand systems-tract)

len der grobklastischen Sedimente können mehrere Keile zu einem größeren Keil zusammenwachsen, der dann mehrere tonig entwickelte Formationen umfassen kann. So ist im südlichen Wiener Becken nur der obere Teil des 2. Fazieszykluskeiles (Aderklaaer Schichten) vorhanden, im zentralen Wiener Becken mit den Gänserndorfer Schichten bereits der vollständige 2., im Ölfeld Matzen auch der 1. Fazieszykluskeil der Bockfließler Schichten. Hingegen ist z. B. auf der Mistelbacher Hochscholle des nördlichen Wiener Beckens bei Fehlen grobklastischer Ablagerungen z. T. nur ein einziger großer Fazieszykluskeil im Untermiozän entwickelt, der Eggenburgien, Ottnangien und Karpatien umfaßt und, abgesehen von grobklastischen Basisbildungen, nur tonig ausgebildet ist. Der 3. Fazieszykluskeil des Badenien ist im nördlichen und besonders im zentralen Wiener Becken am deutlichsten entwickelt (Abb. 113), schlechter im südlichen, infolge vorherrschend toniger Sedimentation. Der 4. Fazieszykluskeil umfaßt – wie schon bei L. KÖLBL 1953 – nicht nur Sarmatien, sondern auch Pannonien und ist im gesamten Wiener Becken relativ gleich gut entwickelt. Die bereits im zentralen Wiener Becken einsetzende, aber vor allem im südlichen Wiener Becken verbreitete tonige Fazies (außerhalb der Deltasandkörper!) des Unterpannonien hebt den mittleren Teil dieses Fazieszykluskeiles hervor. Die miozäne Schichtfolge des Ölfeldes Matzen wurde bereits durch N. KREUTZER (1990 und 1992) in Fazieszykluskeile gegliedert.

Im Flysch des Steinberggebietes kann ein alttertiärer Fazieszyklus festgestellt werden, in welchem die eozäne Steinbergflyschserie die regressiv-transgressive Mitte und die paleozäne Glaukonitsandsteinserie die transgressive Basis darstellen.

Die Teile solcher Fazieszykluskeile (transgressive Basis, abwechselnd regressiv-transgressive Mitte, häufig mit progradierenden Schichten, regressiver Hangenteil = Top) sind in den einzelnen miozänen Formationen sowie Gebieten unterschiedlich entwickelt und auch verschieden alt. Bei optimaler Entwicklung kann ohne größere Schwierigkeiten und unter

Berücksichtigung auch anderer Kriterien eine Zuordnung der Öl- und Gaslagerstätten in die entsprechenden Keilteile vorgenommen werden (Tab. 24, Abb. 117). Weltweit (D. A. WHITE 1980) und auch im Miozän des Wiener Beckens liegen die häufigsten Sandsteinlagerstätten in der marinen, transgressiven Basis und in der marinen, regressiv-transgressiven Mitte von Fazieszykluskeilen, also dort, wo die Tone abdichtend wirken. Die Abdichtung der Sande durch ausgedehnte und oft mächtige Tonmergelintervalle ist eine der Voraussetzungen für die Ansammlung von Kohlenwasserstoffen in der transgressiven Basis und in der regressiv-transgressiven Mitte, aber nur zu einem geringen Teil im regressiven Hangenteil („Top“).

Stratigraphisch bedeutsam ist, daß sich der Sand/Ton-Fazieswechsel stufenweise in jüngere Schichten verschiebt und zwar in der transgressiven Basis gegen den Beckenrand, im regressiv-transgressiven Mittel- bis regressiven Oberteil gegen die Beckenmitte (Abb. 115). Diese Verschiebungen müssen natürlich auch die Lagerstätten mitmachen, gut erkennbar z. B. in der oberen Sandschalerzone und in der Bulimina-Rotaliazone des Ölfeldes Matzen (N. KREUTZER 1986, 1990 und 1992). Durch die zeitungleichen Grenzen der Fazieszykluskeilteile können Schichten und damit Lagerstätten der transgressiven Basis jünger als jene der regressiv-transgressiven Mitte eines Feldes sein und umgekehrt Schichten des regressiven Tops älter als jene der Mitte sein. Die Einteilung der Lagerstätten nach Fazieszykluskeilen muß sich also nicht mit der stratigraphischen Gliederung decken (Abb. 117).

Typische Beispiele von Sand-Schotterkörpern und meist auch Lagerstätten in der transgressiven Basis (Abb. 113 und 117) verschiedener Fazieszykluskeile sind: die Schlierbasis, die Dolomitschuttkörper der tieferen Bockfließler Schichten, die Gänserndorfer-, Auerthaler Schichten und das Aderklaaer Konglomerat als unterer Basisteil, die „Tortonbasis“ von Pirawarth, die Aderklaaer Sande, der Zwerndorfer und der Matzener Sand, die Untersarmatlagerstätten, aber ebenso die paleozäne Glaukonitsandsteinserie. In der re-

gressiv-transgressiven Mitte und z. T. bis in den regressiven Top reichend liegen die höheren Bockfließ-, die Aderklaaer Schichten, die über dem Matzener Sand liegenden Horizonte des Badenien (Abb. 113 u. 117), die meisten Horizonte und Lagerstätten der Sandschaler- und Bulimina-Rotaliazone sowie des oberen Sarmatien und Unterpannonien, andererseits auch die eozäne Steinbergflyphscherie.

Charakteristische Merkmale der meist von mächtigen Tonmergeln überlagerten Sande der transgressiven Basis sind (Abb. 111, 113 und 116): die von unten nach oben stattfindende Abnahme der Korngröße sowie der Mächtigkeit einzelner Lagen und der speziellen Werte der SP- und Widerstandskurven („zylinder- bis glockenförmige“ Gestalt). Der Matzener Sand ist außerdem ein typisch zeitungleicher basaler transgressiver- und Aufarbeitungssand, dessen Mächtigkeit von der Neigung der Auflagerungsfläche abhängt. Die Zeitungleichheit ist daraus zu ersehen, daß im Süden die mittlere, im Norden die obere Sandschalerzone (eventuell bis unterste Bulimina-Rotaliazone) vorliegt.

Bei starker Sedimentanlieferung und größerer Neigung werden infolge langsamer fortschreitender Transgression ungewöhnlich mächtige Sande in den topographischen Mulden abgelagert, während über flachen Hochzonen und bei schwächerer Sedimenteinschüttung infolge relativ rascher Transgression nur geringmäch-

tige Sande und stellenweise sogar nur Tone abgelagert werden. Diese von W. O. ABBOTT 1985 für typische basale Transgressionssande mehrerer Kontinente beschriebene Situation paßt ausgezeichnet für den Matzener Sand und gilt analog für die zeitungleichen Molassebasissande (Eozän-Egerien in Ober- bzw. Niederösterreich).

Charakteristische Merkmale regressiv-transgressiver Sande der Mitte eines Fazieszykluskeiles sind (Abb. 111 und 113): zyklische Wechsellagerung von meist zusammengesetzten, unten regressiven (Kornvergrößerung nach oben), oben transgressiven (Kornverfeinerung nach oben) Sandkörpern oder Sandhorizonten einerseits und transgressiven Tonmergeln andererseits, wobei die oberen und mittleren Sandlagen generell mächtiger und lateral ausgedehnter entwickelt sind als die mehr linsenhaften unteren. Bei überwiegend regressiver Sandausbildung entsteht eine typisch „trichterförmige“ Gestalt der SP- und Widerstandskurven. Die wiederholt zwischen die größeren Sandkomplexe eingeschalteten Tonmergelintervalle erreichen meist eine große laterale Ausdehnung und trennen so energetisch die häufig zahlreichen und übereinanderliegenden Lagerstätten bis weit in den Randwasserbereich. Mehr als bei anderen Teilen eines Fazieszykluskeiles ist die Mitte durch das häufige Auftreten progradierender Schichten charakterisiert, so z. B. in der Bulimina-Rotaliazone und der obersten Sandschalerzone des Badenien im Feld Matzen und Umgebung (Abb. 113).

### III.2.7. Sequenz-Stratigraphie

Außer der Unterteilung von Schichtfolgen nach Fazieszykluskeilen kann auch eine Gliederung nach Sequenzen (Abb. 113) erfolgen, die einem kompletten Zyklus einer globalen oder lokalen Meeresspiegelschwankung (Spiegelanstieg und -abfall) entsprechen und von erosiven Diskordanzen begrenzt werden (I. C. VAN WAGONER et al. 1990). Solche Sequenzen stellen also auch weitgehend die verschiedenen geologischen Einheiten

im Miozän des Wiener Beckens dar. So wie die Fazieszykluskeile unterteilbar sind, werden auch die Sequenzen einerseits weiter in „Parasequenzen“ gegliedert, andererseits in sogenannte „systems tracts“ (Abb. 113 und 117). Bei der Einteilung in „systems tracts“ werden z. T. durchaus ähnliche Merkmale und Bezeichnungen wie bei den Fazieszykluskeilen verwendet. So entspricht z. B. die transgressive Basis eines Fazieszykluskei-



les weitgehend einem „transgressive systems tract“ einer Sequenz, die regressiv-transgressive Mitte und der regressive Top eines Fazieszykluskeiles dem „highstand systems tract“. Der auf einer Diskordanz und über einem „highstand systems tract“ einer tieferen Sequenz liegende „lowstand systems tract“ wird vom „transgressive systems tract“ und dieser wieder von einem „highstand systems tract“ einer höheren Sequenz überlagert.

Eine Zuordnung aller miozänen Schichten des Wiener Beckens zu „systems tracts“ wurde bereits von G. POGACSAS & P. SEIFERT (1991), jene des Badenien von N. KREUTZER (1986 b, 1990 a und 1990 b) vorgenommen. Einem „lowstand systems tract“ (Sedimentation bei einem stark abgefallenen Wasserspiegel) entsprechen z. B. die terrestrisch-limnischen Gänserndorfer Schichten, das fluviatile Aderklaaer Konglomerat, die Auersthaler Schichten, Schotterlagen an der Badenien-Sarmatiengrenze, Schotter im Pontien, aber andererseits auch die Tiefwassersedimente (Turbidite) des Flysches. Die unter rasch ansteigendem Wasserspiegel abgelagerten Sedimente eines „transgressive systems tract“ umfassen z. B. die basalen Bockfließer- und Aderklaaer Schichten, den Hauptteil der unteren und oberen Lagenidenzone sowie der Sand-schalerzone des Badenien, das Untersarmatien, das unterste Unterpannonien. Die unter hohem bis bereits leicht abfallendem Wasserspiegel abgelagerten Sedimente des „highstand systems tract“ werden durch die höheren Bockfließer- und Aderklaaer Schichten, die oberste Sand-schalerzone, die Bulimina-Rotaliazone des Badiens, das Obersarmatien, Unter- und Mittelpannonien repräsentiert.

Diese Sequenzen bzw. ihre „systems tracts“ werden weiter in Parasequenzen untergliedert, die von Schichten begrenzt werden, die auf ein plötzliches Ansteigen der Wassertiefe hinweisen („marine flooding surfaces“). Diese „parasequences“ werden ihrerseits zu Gruppen von „parasequence sets“ zusammengefaßt. In der

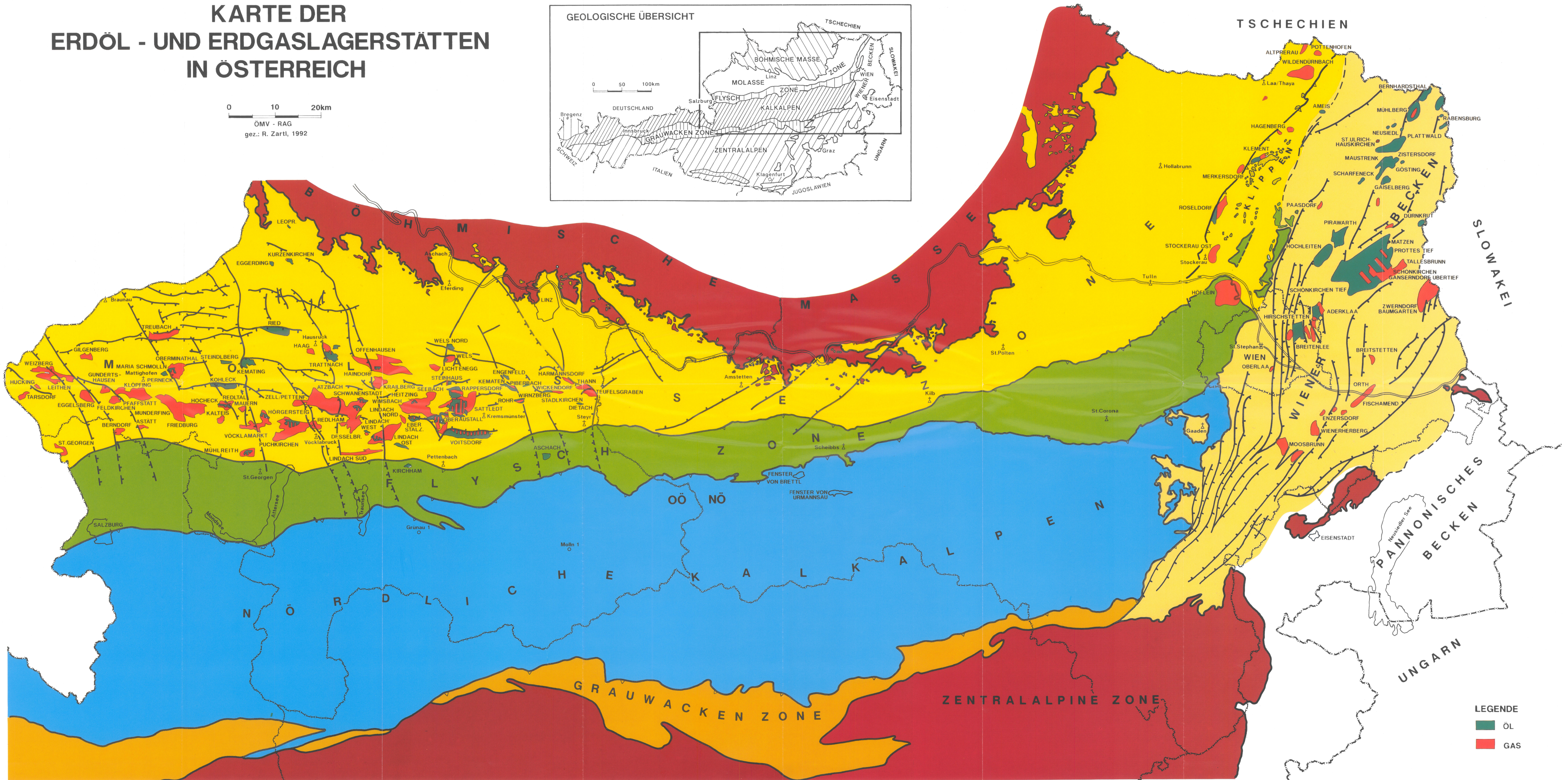
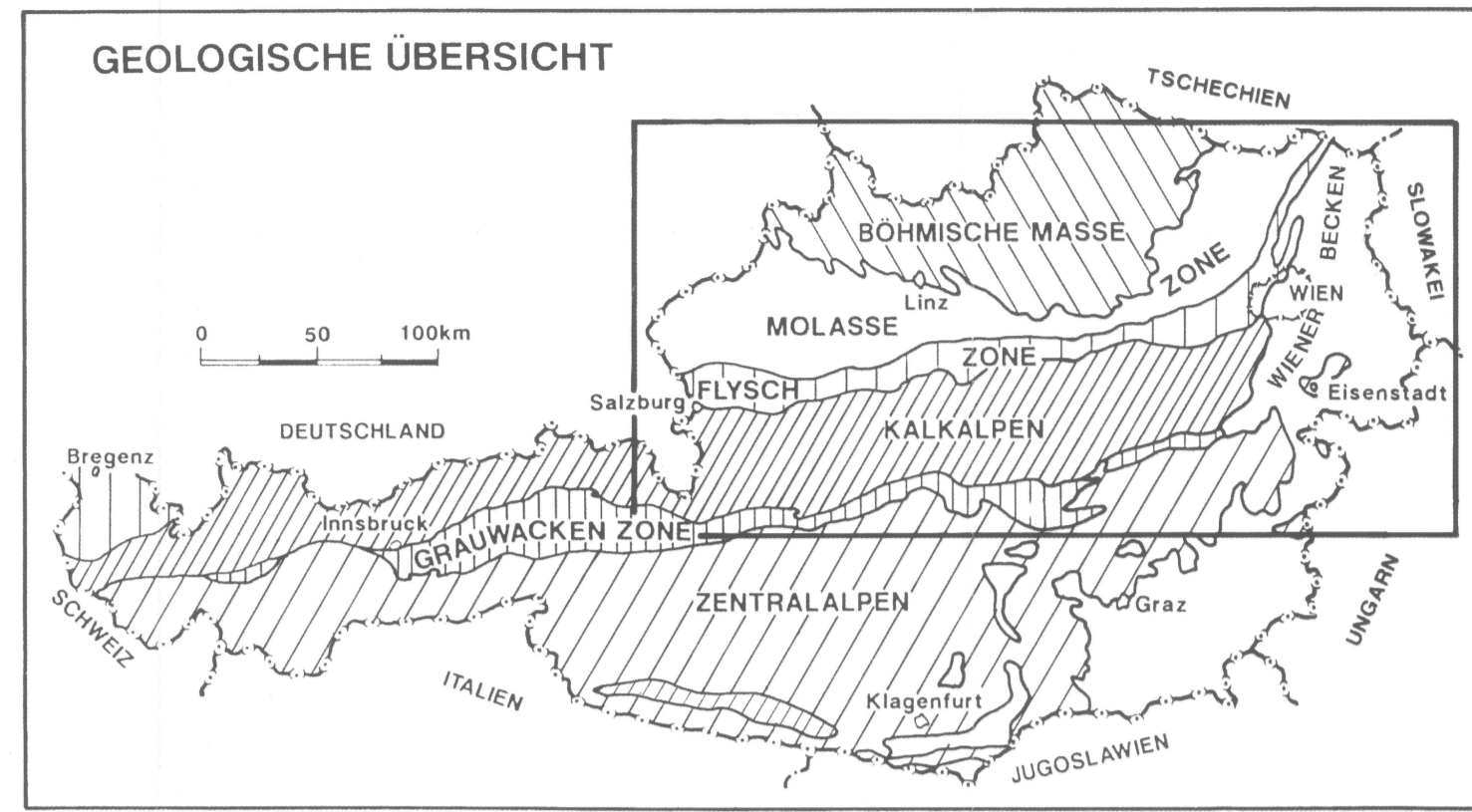
Badener Serie (Abb. 113) z. B. bildet der „highstand systems tract“ einen „parasequence set“, der „transgressive systems tract“ einen zweiten. Die Parasequenzen werden allgemein durch die einzelnen Sandhorizonte repräsentiert, die durch ausgedehnte Tonmergelintervalle („marine flooding surfaces“) getrennt werden.

Literaturauswahl für den Abschnitt III.2.:

ABBOTT, W. O. 1985; anonym 1935; BARAKAT, M. G. 1961; BRIX, F. 1970; BRIX, F. & FUCHS, R. 1984; BUDAY, T. & CÍCHA, I. 1956; ČECH, F. 1984; CICHINI, H. 1981; DLABAČ, M. 1962; FINK, J. & FINK, M. H. 1978; FRIEDL, K. 1927, 1930 a, 1931 b, 1932 b, 1933 a, 1933 b, 1933 c, 1936, 1937 a, 1937 b, 1937 c, 1956, 1957 und 1960 b; FRIEDL, K. & KÖLBL, L. 1958 und 1964; FUCHS, W. 1980 b; GRILL, R. 1941, 1943, 1951, 1955, 1960 und 1983; GRILL, R., KAPOUNEK, J. & PAPP, A. 1968; GYURITS, K. 1970; HAMILTON, W., JIŘIČEK, R. & WESSELY, G. 1990; JANOSCHEK, R. 1951, 1955 und 1964; JIŘIČEK, R. 1978, 1985 und 1988; JIŘIČEK, R. & SEIFERT, P. 1990; JIŘIČEK, R. & TOMEK, C. 1981; KAPOUNEK, J. & PAPP, A. 1969; KÖLBL, L. 1957 c, 1958 a, und 1966; KREUTZER, N. 1971, 1974, 1978, 1986 b, 1990 a und 1990 b, 1992; KREUTZER, N. & HLAVATY, V. 1990; KRÖLL, A. 1984; KÜPPER, H. 1954, 1955 und 1965 b; KÜPPER, H., PAPP, A. & ZIRKL, E. J. 1950; LADWEIN, W. & al. 1991; PAPP, A. 1949, 1950 a, 1951, 1956 b, 1963, 1967, 1968; PAPP, A., KROBOT, W. & HLADECKEK, K. 1973; PAPP, A. & THENIUS, E. 1954; PLACHY, H. 1965 und 1981; PLÖCHINGER, B. 1958 a und 1958 c; POGACSAS, G. & SEIFERT, P. 1991; RUPP, Ch. 1986; SAUER, R. & al. 1992; SCHAFFER, F. X. 1910; SCHIPPEK, F. 1959; SICKENBERG, O. 1929; SIEHL, A. 1957; SOHS, F. 1964; ŠPIČKA, V. 1967; STINY, J. 1932; STOWASSER, H. 1958 und 1966; STUR, D. 1870; SUESS, E. 1862; TOTH, G. 1948; TOULA, F. 1914; TROLL, O. v. 1907; VAN WAGONER et al. 1990; VEIT, E. 1943; VOHRYZKA, E. 1958; WAAGEN, L. 1933 b, 1935 a und 1935 b; WEINHANDL, R. 1962; WENTY, K. 1967; WESSELY, G. 1983 und 1988 a; WHITE, D. A. 1980; WIESENER, H. 1958 und 1962; WIESENER, H. & MAURER, I. 1958; WIESENER, H. & SCHARBERT, S. 1970; WIESENER, H. & ZIRKL, E. 1957; WINKLER, A. 1928.

# KARTE DER ERDÖL - UND ERDGASLAGERSTÄTTEN IN ÖSTERREICH

0 10 20km  
 ÖMV - RAG  
 gez.: R. Zartl, 1992









LEGENDE  
■ ÖL  
■ GAS

# WIENER BECKEN

## STRUKTURKARTE OBERKANTE SARMAT

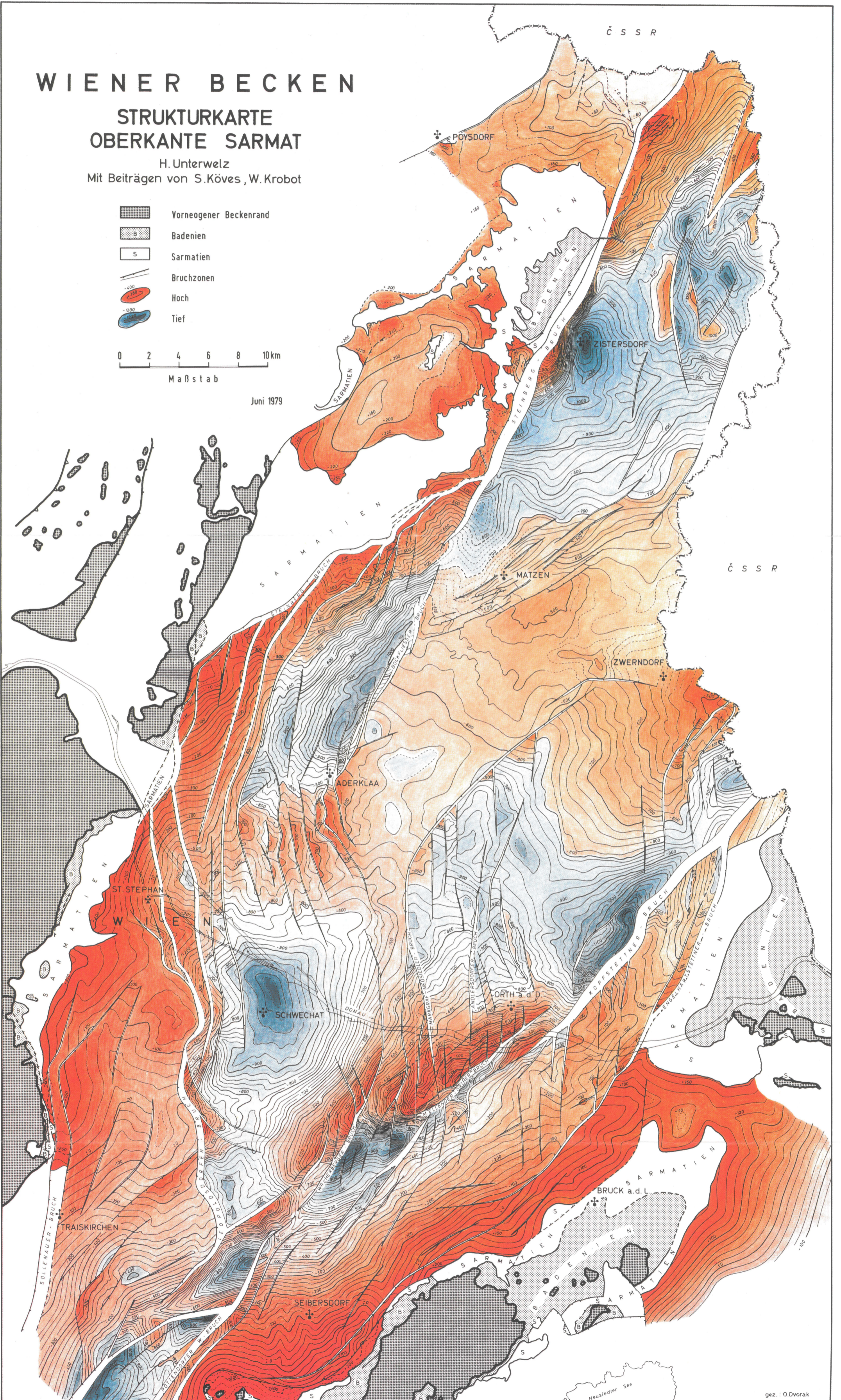
H. Unterwiesing  
Mit Beiträgen von S. Köves, W. Krobot

-  Vorneogener Beckenrand
-  Badenien
-  Sarmatien
-  Bruchzonen
-  Hoch
-  Tief

0 2 4 6 8 10 km

Maßstab

Juni 1979



# WIENER BECKEN - RELIEF UND TEKTONIK DES UNTERGRUNDES

