

ERLÄUTERUNGEN

zu den

KARTEN ÜBER DEN UNTERGRUND DES WIENER BECKENS UND DER ANGRENZENDEN GEBIETE

Von ARTHUR KRÖLL,
IVAN GNOJEK, HERBERT HEINZ, RUDOLF JIŘÍČEK, BRUNO MEURERS,
WOLFGANG SEIBERL, PETER STEINHAUSER, GODFRID WESSELY
& DIETHARD ZYCH

Mit 1 Abbildung, 1 Tabelle und 3 Tafeln (2 in Farbe)



Wien 1993

Eigentümer, Herausgeber und Verleger:
Geologische Bundesanstalt, A-1031 Wien, Rasumofskygasse 23

Anschriften der Verfasser:

Prof. Dr. ARTHUR KRÖLL
Keplergasse 4, A-1130 Wien

Dr. IVAN GNOJEK
Geofizika Brno
Ječná 29a, Brno Rečovice, Tschechische Republik

Dr. HERBERT HEINZ,
Geologische Bundesanstalt
Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien

Dr. RUDOLF JIŘIČEK
Moravské Naftové Doly
Uprkova 6, 09530 Hodonín, Tschechische Republik

Dr. BRUNO MEURERS
Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik
Hohe Warte 38, A-1180 Wien

Univ.-Prof. Dr. PETER STEINHAUSER
Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik
Hohe Warte 38, A-1180 Wien

Univ.-Prof. Dr. WOLFGANG SEIBERL
Geologische Bundesanstalt
Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien

Dr. GODFRIED WESSELY
Siebenbrunnengasse 29, A-1050 Wien

Prof. Dr. DIETHARD ZYCH
Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik
Hohe Warte 38, A-1180 Wien

Alle Rechte vorbehalten

ISBN 3-900312-88-5

Redaktion: ARTHUR KRÖLL, ALBERT DAURER

Satz und Gestaltung: Dr. Albert Daurer, Geologische Bundesanstalt
Druck: Ferdinand Berger & Söhne OHG, 3580 Horn

Inhalt

| | |
|--|----|
| Vorwort (A. KRÖLL) | 3 |
| 1. Kompilierte geomagnetische Karte und qualitative Interpretation (W. SEIBERL, H. HEINZ, I. GNOJEK) | 4 |
| 1.1. Das Wiener Becken | 5 |
| 2. Das Schwerefeld im Wiener Becken (D. ZYCH, B. MEURERS, P. STEINHAUSER) | 7 |
| 2.1. Datenaufbereitung | 7 |
| 2.2. Interpretation | 9 |
| 3. Struktur und geologische Einheiten des präneogenen Untergrundes (A. KRÖLL, G. WESSELY, R. JIŘÍČEK) | 13 |
| 3.1. Einleitung | 13 |
| 3.2. Strukturelle Gliederung des vorneogenen Reliefs des Beckenuntergrundes | 14 |
| 3.3. Die alpin-karpatischen Einheiten des Beckenuntergrundes | 16 |
| 4. Literatur | 19 |

Vorwort

(A. KRÖLL)

Das Wiener Becken im geologischen Sinne nimmt im alpin-karpatischen Raum seit je eine besondere Stellung ein. Seine Lage im Nahbereich von Wien hat schon früh das Interesse von Reisenden und Sammlern und natürlich von Geologen gefunden. Es waren die französischen Geologen C. PREVOST (1820) und kurz danach A. BOUÉ (1824), die den heute weiträumigen Begriff des Wiener Beckens erstmals verwendet haben. E. SUESS (1866) unterscheidet dann ein Inneralpines Wiener Becken im Gegensatz zum angrenzenden Molasseraum, den er „Ausseralpines Wiener Becken“ nennt. Heute wird der spindelförmige ca. 200 km lange und bis zu 60 km breite inneralpin-karpatische Senkungsraum kurz Wiener Becken bezeichnet. Es waren anfänglich naturgemäß die Randgebiete des Beckens, die einen Blick in seinen Aufbau erlaubten, wobei schon früh die Bedeutung der Beckenrandbrüche von E. SUESS (1864) und F. HAUER (1875) erkannt worden ist. Dieses Wiener Becken trennt zwar geographisch die Alpen und Karpaten, verbindet diese jedoch im Beckenuntergrund unter einer bis zu 6000 m mächtigen neogenen Sedimentfüllung. Die Verbindung dieser beiden Gebirgsmassive konnte in den letzten Jahrzehnten durch die Erdöl- und Erdgassuche schrittweise verfolgt und erkundet werden, sodaß heute eine gute und durch eine Vielzahl von Tiefbohrungen gesicherte Darstellung gegeben werden kann. Dabei haben einige Bohrungen Tiefen von 6000-7000 m, bei Zistersdorf ÜT2 sogar 8553 m erreicht. Neben der Durchörterung der neogenen Schichtfolge, wurde dabei auch der alpin-karpatische Deckenbau durchbohrt und der autochthone mesozoische Sedimentmantel erreicht. Bei der Bohrung Aderklaa Ultratief 1 konnte in einer Tiefe von 6251 m der prämesozoische Untergrund in Form von Granatglimmerschiefern erreicht werden. Die Bohrergebnisse sowie die geophysikalischen Messungen geben uns heute Hinweise, daß in den abgesunkenen zentralen Beckenbereichen mit Sedimentmächtigkeiten bis zu 15.000 m gerechnet werden kann.

Im Laufe der Jahre sind eine Fülle von geologischen wie auch geophysikalischen Daten gewonnen worden, die die Grundlagen für die heutige Vorstellung und das Wissen über Aufbau und Struktur des Beckens bilden. Abschnittsweise haben verschiedene Veröffentlichungen den vorliegenden Themenkreis behandelt. Es war das Bemühen der Autoren, darüber hinaus eine zusammenfassende Darstellung über die Struktur

und den geologischen Aufbau der Basis der neogenen Beckenfüllung zu geben. Es sollte das Wiener Becken als geschlossene Einheit grenzüberschreitend von Österreich nach Tschechien und der Slowakei zusammengefaßt werden. Die geophysikalischen Daten, wie Magnetik, Gravimetrie und Seismik sind dabei mit den Tiefbohrergebnissen zusammengeführt worden und bilden die Basis für weitere geologische Betrachtungen. Das so entstandene Kartenwerk gibt einen Einblick in den Stand der geowissenschaftlichen Kenntnis über einen in den letzten Jahrzehnten wohl intensivst untersuchten geologischen Raum. Auf österreichischer Seite konnte auf ein umfangreiches Datenmaterial der ÖMV Aktiengesellschaft hinsichtlich Bohrergebnisse und Strukturkarten sowie Seismik- und Gravimeterunterlagen zurückgegriffen werden. Auf der tschechischen und slowakischen Seite wurden vorwiegend veröffentlichte Daten verwendet, die von Moravské Naftové Doly in Hodonin und Nafta Gbely bei der Kohlenwasserstoffexploration gewonnen worden sind. Für die aeromagnetische und die gravimetrische Darstellung mußte auf älteres veröffentlichtes Datenmaterial zurückgegriffen werden.

Die Berechnung und Zusammenfassung der gravimetrischen Daten erfolgte in der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Hohe Warte, Wien. Die aeromagnetischen Daten wurden im Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität Wien aufbereitet und dargestellt. Den Herren Prof. P. STEINHAUSER und Prof. W. SEIBERL muß dafür besonders gedankt werden.

Die Geologische Bundesanstalt (GBA) unter Leitung von Direktor Professor T.E. GATTINGER hat die Veröffentlichung des umfangreichen und zeichenintensiven Kartenmaterials übernommen und mit der ihr eigenen Präzision ausgeführt. Herrn Direktor Professor T.E. GATTINGER und seinen Mitarbeitern wird von den Autoren hiefür der anerkennende Dank ausgesprochen.

Ein weiterer Dank ergeht an die ÖMV Aktiengesellschaft, Herrn Vorstandsdirektor Ing. R. TLUSTOS, der die Verwendung nicht veröffentlichten Datenmaterials ermöglichte.

In Anlehnung an eine bereits erfolgte Veröffentlichung von geowissenschaftlichen Karten durch die GBA durch den Autor und die Herren H.W. FLÜGEL, W. SEIBERL, G. WALACH, F. WEBER, D. ZYCH, über den Raum des Steirischen Beckens und der Südburgenländischen Schwelle, waren bestimmte vorbereitende Arbeiten auch für diese Arbeit übernommen worden. Die Wahl des Kartenmaßstabes mit 1 : 200.000 ermöglicht dabei noch eine detaillierte Darstellung, ohne daß der zusammenfassende Überblick verloren geht, und fügt sich in eine Reihe geologischer Kartenwerke, die als Grundlage geowissenschaftlicher Ergebnisse betrachtet werden können.

1. Kompilierte geomagnetische Karte und qualitative Interpretation

(W. SEIBERL, H. HEINZ, I. GNOJEK)

In der Beilage wird eine kompilierte geomagnetische Karte des Wiener Beckens präsentiert. Dabei wurden für den österreichischen Anteil die Ergebnisse der aeromagnetischen Vermessung Österreichs verwendet. Alle österreichischen Daten sind auf die Epoche 1977,7 und das Observatorium Wien-Kobenzl bezogen. Beim tschechischen und slowakischen Anteil wurden sowohl Boden- als auch Aeromessungen kompiliert, weil hier keine einheitlichen Meßprogramme vorliegen. Dabei ist zu berücksichtigen,

daß bei den Bodenmessungen die Vertikalintensität und bei den Aeromessungen die Totalintensität des Erdmagnetfeldes (KUBEŠ & FILO, 1984) gemessen wurden.

Der österreichische Anteil des Wiener Beckens wurde im Rahmen der aeromagnetischen Befliegung des gesamten Bundesgebietes in den Jahren 1978–1982 vermessen.

Das österreichische Vermessungsprogramm wurde im Untersuchungsgebiet – entsprechend den topographischen Verhältnissen – in zwei Flughorizonten durchgeführt (800 m und 2500 m über NN). Dem gewünschten Auflösungsvermögen der aeromagnetischen Vermessung Österreichs folgend (GUTDEUTSCH et al., 1987) wurde das Flugprogramm mit einem Profilabstand von 2 km und einer Meßprofilrichtung N–S bzw. W–E abgewickelt. Für die darauffolgende Datenverarbeitung wurden E–W–(N–S–)verlaufende Kontrollprofile im Abstand von 10 km befliegen. Als Meßgerät kam ein Protonenmagnetometer mit einer Empfindlichkeit von 1/8 nT zum Einsatz. Die Flughöhenmessung erfolgte barometrisch; als Grundlagen zur Flugwegrekonstruktion dienten die topographischen Karten 1 : 50.000 der Republik Österreich und ein während des Fluges kontinuierlich mitlaufender Bildstreifen (35 mm), aufgenommen mit einer Luftbildkamera.

Als Meßflugzeug kam eine Pilatus Porter des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen zur Verwendung. Bei einer mittleren Vermessungsgeschwindigkeit von etwa 100 Knoten wurde entlang der Profile in ca. 50 m-Abständen (Meßwertfolge 1 s) die Totalintensität des Erdmagnetfeldes registriert. Für weitere technische Einzelheiten über das österreichische aeromagnetische Vermessungsprogramm sei auf den von GUTDEUTSCH et al. (1987) verfaßten Endbericht verwiesen.

Die in der Beilage zur Darstellung gebrachten magnetischen Anomalien stellen die Feldabweichungen zum globalen Erdfeld dar. Ihre Quellen liegen in der oberen Kruste und gehören somit zum Betrachtungsfeld der geologischen Interpretation.

1.1. Das Wiener Becken

Das dominierende magnetische Strukturelement der Umgebung Wiens bildet ein Teil des „mitteleuropäischen Gürtels magnetischer Anomalien“, der sich, beginnend mit der bekannten „Berchtesgadener Anomalie“ (GAENGER, 1954; BLEIL & POHL, 1976; HEINZ & SEIBERL, 1990; GNOJEK & HEINZ, 1993; u.v.a.) bis zumindest in die Gegend der Stadt Krakau (Polen) fortsetzt.

Während sich der Westteil dieses Gürtels entlang der nordalpinen Front bzw. des Vorlandes erstreckt, erfährt seine Hauptachse im Wiener Bereich eine leichte, aber merkliche Richtungsänderung von etwa W–E nach SW–NE. Weiter nordöstlich, bei Zlín (vormals: Gottwaldov) folgt die Anomaliengruppe wieder der Gebirgsfront (Westkarpaten; äußere Flysche). Das Wiener Becken nimmt somit eine Sonderstellung und somit auch eine Schlüsselstellung bei der Interpretation dieses überregionalen magnetischen Anomaliegürtels ein. Hauptcharakteristika dieser Strukturen sind regional gesehen relativ flache Feldgradienten mit hohen Stör-Amplituden.

Das magnetische Muster zeigt außerdem im nordwestlichen und nördlichen Teil (und z.T. auch im Südosten) des betrachteten Gebietes einen eher unruhigen Verlauf, der zum größten Teil auf Überlagerungseffekte der Anomalien (Störkörper) zurückzuführen ist.

Mögliche Quellen des mährisch/slowakischen Anteils der Anomalien (NE-Teil der Karte) werden eingehend in GNOJEK & HEINZ (1993) diskutiert, wo auch einige als Verursacher der regionalen Strukturen ausgeschlossen bzw. nur für überlagernde Ano-

malien verantwortlich gemacht werden (z.B. Bohrung Nitkovice 2,5 km E Brünn, mit devonischen Diabasporphyriten in einer Tiefe von 1130 und 1200 Metern und mit Suszeptibilitäten von $\sim 13 \times 10^{-3}$ SI); lokale Undulationen westlich des Pieninischen Klippengürtels werden durch verhältnismäßig mächtige tonige Einschaltungen in den Magura-Flysch verursacht. Ähnliche Phänomene sind lokal auch im Rhenodanubischen Flysch bei Salzburg zu beobachten, wo sie durch Magnetitanreicherungen gekoppelt mit intensiver Chromspinellschüttung erklärbar sind (vgl. HEINZ, 1992). In der näheren Umgebung Wiens wurden die Flyschsequenzen diesbezüglich noch nicht untersucht.

Den hohen Suszeptibilitäten entsprechend, die an zahlreichen Bohrkernen aus der Slowakei und aus Ostmähren gemessen werden konnten (zwischen Mikulov – Ostrava und dem Gebiet der Westslowakei: Werte bis zu 41×10^{-3} [SI], im Durchschnitt um 25×10^{-3} [SI], vgl. GNOJEK & HEINZ, 1993) ist das Basement als Quelle der Anomalien anzusehen. Aus anderen geophysikalischen Befunden (BERÁNEK, 1971 und TOMEK et al., 1990, Seismik; IBRMAJER, 1981 und BERÁNEK & DUDEK, 1981, Gravimetrie; HVOZDARA et al., 1986, Magnetotellurik und Geoelektrik) läßt sich die Struktur dieses cadomisch konsolidierten Komplexes (vgl. DUDEK & MELKOVÁ, 1975) wie folgt umreißen: es handelt sich um einen nach oben gewölbten Komplex, der nach W bzw. NW unter Gesteine der Böhmisches Masse, nach SE relativ steil unter die Kollisionszone zwischen der Nordeuropäischen Plattform und einem Karpato-Pannonischen Terrane einfällt (vgl. ÁDÁM & POSPISIL, 1984). Die magnetischen Auswirkungen dieses Komplexes beherrschen den nordöstlichen Teil der Karte. Es ist bekannt, daß E und SE von Brünn (das ist jener Abschnitt auf der Karte mit der auffällig E–W-gerichteten Anomalie bis 400 nT) dieses kristalline Basement sehr seicht liegt („Zdánice-Hoch“, Top nicht tiefer als 0,5 km unter GOK). Sowohl SE von Brünn (Anomalien bis 600 bzw. 360 nT) als auch bei Uherske Hradiste (Anomalie um 440 nT, NE-Ecke der Karte) liegt das Basement ebenfalls nicht sehr tief (4 km), um erst weiter im SE auf etwa 20 km abzusinken. Alle genannten Anomalien werden mit dem hier aus dioritischen und gabbroiden Gesteinen bestehenden Basement in Zusammenhang gebracht.

Die Problematik einer Interpretation des magnetischen Anomaliengürtels entsprechend seiner kontinuierlich gleichmäßigen Erstreckung über etwa 700 km wurde in GNOJEK & HEINZ (1993) ausführlich behandelt: diesem homogenen Erscheinungsbild steht die Tatsache gegenüber, daß in entsprechender Tiefe im Westen (zumindest von Tirol bis Oberösterreich) keine dem voraläozoischen Basement in Mähren bzw. der Slowakei entsprechenden hochmagnetischen Gesteine bekannt sind. Die oberflächlich aufgeschlossenen und mehrere km mächtigen Sedimentmassen der Nördlichen Kalkalpen, des Rhenodanubischen Flysches und Helvetikums bzw. der Molasse kommen offensichtlich als Verursacher der Anomalien hier nicht in Frage. Wohl wurden im Bereich der Nördlichen Kalkalpen ultrabasische Gesteine erbohrt, die aber aufgrund ihrer Tiefe, ihrer stratigraphischen Position, ihres Volumens etc. als Quellen der Strukturen auszuschließen sind. Daß in manchen Abschnitten des Untergrundes Gesteine der Böhmisches Masse weit nach Süden verfolgbar sind, ist ebenfalls bekannt; diese Gesteine (Perlgneise, hybride Granitoide etc.) kommen aber als Verursacher der Anomalien auch nicht in Frage.

Dies hat für die geologische Deutung der Großstrukturen in der westlichen Umgebung Wiens die Konsequenz, ihre Ursachen nicht in einem allfälligen prävariszischen Basement zu suchen; HEINZ (1989) und GNOJEK & HEINZ (1993) stellten die Überreste (nordpenninischer) ozeanischer Kruste als Anomaliequelle zur Diskussion. Eine solche ozeanische Entwicklung mußte demnach sowohl zeitlich als auch räumlich (zwischen der Engadin-Loisach-Linie [heutige Westbegrenzung der „Berchtesgadener Anomalie“) und dem Wiener Becken) limitiert gewesen sein.

Wohl liegen die Anomalien NW von Wien mit Störampplituden von 250 bis 300 nT (westliches Weinviertel) im Bereich der südöstlichen Böhmisches Masse („Dunkelstein-Moldanubian-Belt“, cf. GNOJEK & HEINZ, 1993). Allerdings sind sie sehr gut mit jenen Anomalietypen vergleichbar, welche die überregionalen Anomalien vom Typ „Berchtesgaden“ üblicherweise begleiten und die vor allem in den tektonischen (penninischen) Fenstern der Ostalpen wie Tauern- und Bernstein/Rechnitzer Fenster erfaßt wurden (SEIBERL, 1991). Ihre Charakteristika: hohe Amplituden, sehr kurze Wellenlängen; einige 2D-Schnitte durch Modellkörper aus der Gegend von Hollabrunn finden sich in HEINZ et al., 1986. Eine eindeutige Zuordnung zur Böhmisches Masse ist für sie nicht möglich.

Im Semmering/Wechselsystem, am SW-Rand der Karte, dominieren NE-SW gestreckte Strukturen mit Maximalamplituden von 24–30 nT. Sie werden dem tiefen Unterostalpin oder den höchsten penninischen Einheiten (Südpenninikum) zugeschrieben. Gleiches gilt für die Anomalie im südlichen Leithagebirge mit Maxima bis zu 20 nT.

Die Anomalien im Seewinkel, bei Kapuvar und südlich von Bratislava gehören zu jener Anomaliengruppe, die sich von Servar über Mihaly/Pasztori und Mosonmagyaróvár am Ostrand der „penninischen“ Anomalien von Rechnitz/Bernstein erstreckt, und Vulkaniten zuzuordnen ist (HEINZ, 1989).

Am östlichen Rand der Karte (Nordteil der Kleinen Karpaten) fällt eine Struktur auf, die wohl auf die Auswirkung von basischen Gesteinen (Basalte, Tuffe, Gabbros) der Pezinok/Pernek-Formation des Tatrikums zurückzuführen ist (vgl. PUTIŠ et al. 1991).

Das Wiener Becken erscheint somit als Schlüsselgebiet, das zumindest teilweise die ursprünglichen tektonischen Zusammenhänge zwischen Ostalpen und Westkarpaten verschleiert. Die großen Mächtigkeiten vor allem der tertiären Sedimente, die starke negative Subsidenzrate und weite Dislozierungen entlang mehrerer strike-slip-faults verkomplizieren diese Frage zusätzlich.

2. Das Schwerfeld im Wiener Becken

(D. ZYCH, B. MEURERS, P. STEINHAUSER)

2.1. Datenaufbereitung

Die vorliegende Schwerekarte enthält Daten verschiedener Autoren. Der Hauptanteil der in Österreich gelegenen Stationen wurde von der ÖMV-Aktiengesellschaft zur Verfügung gestellt. Die Punktauswahl aus der Schweredatenbank der ÖMV-Aktiengesellschaft erfolgte durch Verwendung der dem jeweiligen Maschenpunkt eines vorgegebenen Rasters am nächsten gelegenen Station. Ergänzungen im Bereich des Neusiedler Sees und am Südrand des Wiener Beckens wurden durch das Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen (GRANSER et al., 1992) sowie durch die Montanuniversität Leoben (WALACH & ZYCH, 1988) beigesteuert. Der österreichische Anteil des Untersuchungsgebietes wird von 3967 Stationen überdeckt. Im Gegensatz dazu ist die Bouguerschwere im Staatsgebiet der Tschechischen bzw. Slowakischen Republik nicht in Form von Punktdaten verfügbar, sondern nur als Isolinienplan mit einer Auflösung von 2 mGal (ČEKAN et al., 1990). Die Datenbasis der hier diskutierten Schwerekarte hat daher unterschiedliche Genauigkeit und beruht auf verschiedenen Reduktionsverfahren, woraus die Notwendigkeit von Korrektur- und Transformationsrechnungen folgt. So besteht in bezug auf die ÖMV-Schweredaten ein Niveau- und Maßstabsunterschied zwischen dem ÖMV-Schwerebasisnetz und dem heute verwend-

ten Österreichischen Absolutschweregrundnetz (ÖSGN), außerdem unterscheidet sich das Reduktionssystem der ÖMV-Auswertung sowohl hinsichtlich der Normal-schwere- und Niveauekorrektur als auch der Massenkorrekturen von den heute verwen-

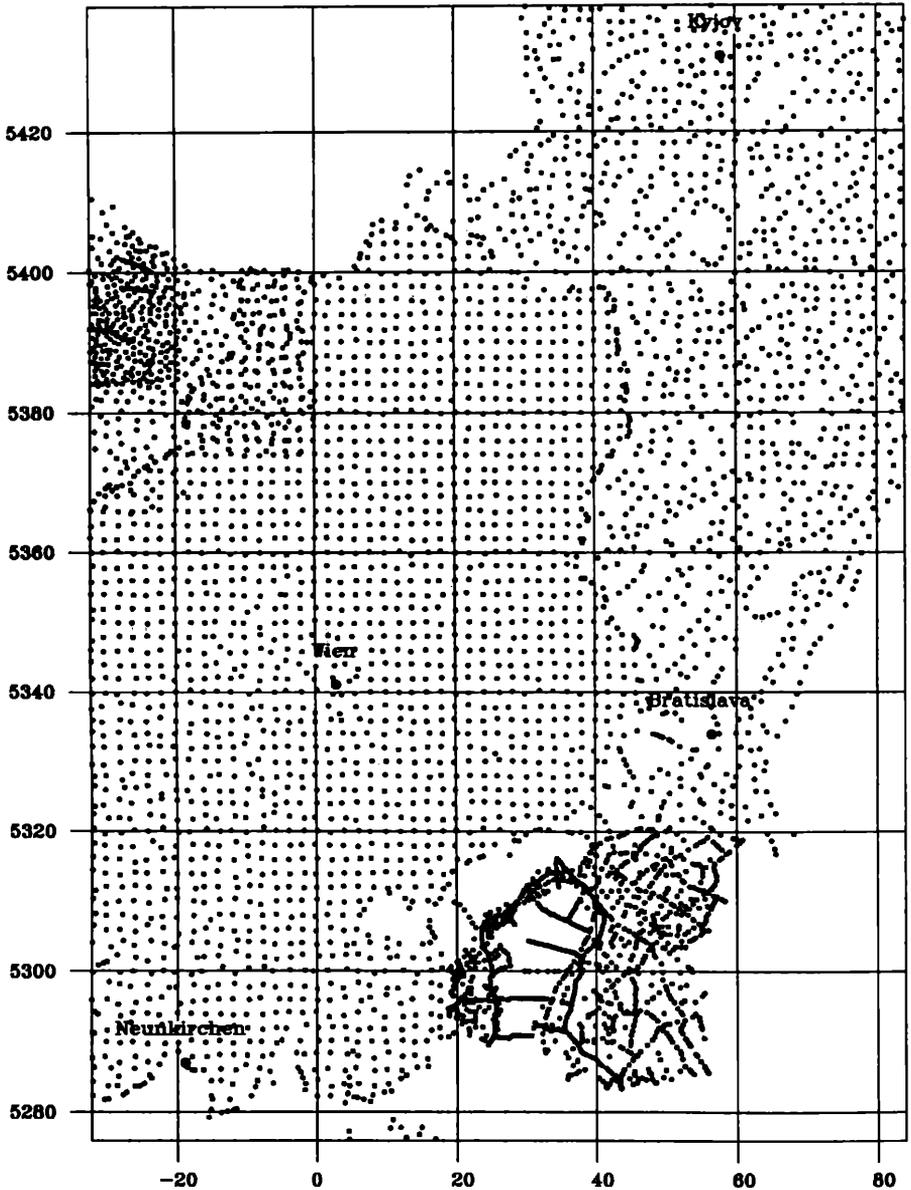


Abb. 1.
Stationsverteilung im Untersuchungsgebiet; Koordinatenangabe in [km] (Gauß-Krüger M34).

deten Reduktionsmethoden. Dagegen können die Ergänzungsmessungen direkt verwendet werden, da sie mit modernen und genauen Verfahren (Absolutschweresystem, Geodätisches Referenzsystem (GRS) 1980 sowie sphärische, hochauflösende Massenkorrektur bis 167 km) ausgewertet wurden.

Zuerst erfolgte daher die Transformation des ÖMV-Schweresystems in das Absolutschweresystem (ÖSGN) durch die folgende Gleichung:

$$g_{\text{ÖSGN}} = g_{\text{Basis, ÖMV}} + \Delta g_{\text{Basis, ÖMV}} + f \partial g_{\text{ÖMV}}$$

Die Additionskonstante Δg_{Basis} und der Multiplikationsfaktor f resultieren aus einer Ausgleichung zahlreicher Verbindungsmessungen zwischen ÖMV-Basisnetz und ÖSGN mittels LSQ-Verfahren.

Die Normalschwere- und Niveaureduktion wurde durch Anwendung einer hochauflösenden Reihenentwicklung der Normalschwere im GRS 1980 durchgeführt, die erst nach Termen zweiter Ordnung bezüglich der geometrischen Abplattung und der Stationshöhe abgebrochen wird (WENZEL, 1985) und die Berechnung der Normalschwere in beliebiger Höhe erlaubt. Die Massenkorrekturen der Schweredaten der ÖMV-Datenbasis setzen sich aus der topographischen Reduktion bis zu einer Stationsdistanz von nur 20 km und der Gravitationswirkung einer unendlich ausgedehnten, ebenen Bouguerplatte zusammen. Zur Herstellung der Kompatibilität mit den neueren Daten wurde daher die sphärische Ergänzung der Massenkorrekturen auf die Hayford-Zone O₂ (167 km) mit der Standarddichte von 2.67 gcm⁻³ durchgeführt (MEURERS, 1992).

Zur Transformation der Bouguerschwere im Staatsgebiet der Tschechischen bzw. Slowakischen Republik war zunächst die Digitalisierung der von ČEKAN et al. (1990) publizierten Schwerekarte notwendig. Die Niveaudifferenz zu den Daten im Österreichischen Schweregrundnetz konnte wegen der fehlenden Verfügbarkeit von Punktdaten nur durch den empirischen Vergleich interpolierter Schwerewerte entlang der Staatsgrenze bestimmt werden. Dazu wurden die Österreichischen und ausländischen Daten getrennt auf ein 2×2 km Raster interpoliert. Die Bestimmung von Interpolationswerten entlang der Staatsgrenze erfolgte durch Approximation der jeweiligen Interpolationsfläche mittels bikubischer Spline-Elemente. Der Niveaunterschied ergab sich danach als mittlere Differenz der Resultate. Insgesamt wurden 1001 digitalisierte Punkte aus dem Auslandsbereich übernommen.

Die Interpolation der gesamten Schwerekarte erfolgte durch die Methode der Bestimmung streng lokal gewichteter Regressionsflächen (MUNDRY, 1970) auf der Grundlage der in Abb. 1 dargestellten Stationsverteilung, deren mittlere Punktdichte insgesamt 1 Station pro 4 km² beträgt. Für die Darstellung der Schwerefelder wurde das Verfahren von SÜNKEL (1980) verwendet, das auf der Interpolation durch bikubische Splinefunktionen beruht und die Isanomalien als Schnittlinien horizontaler Ebenen mit den durch bilineare Funktionen approximierten Spline-Elementen berechnet. Diese Methode erlaubt die direkte Berechnung der Horizontalgradienten des Schwerefeldes, da die partiellen Ableitungen nach den die Referenzebene definierenden Koordinatenrichtungen mit der Bestimmung der Koeffizienten der Spline-Interpolationsfläche berechnet werden. Als Interpolationsgitter wurde ein 2×2 km-Raster verwendet, für die Detailauswertung des Horizontalgradienten in Taf. 3 (Farbbeilage) ein 500×500 m-Raster, wobei das mittlere Stationsintervall der jeweiligen Rastergröße entspricht.

2.2. Interpretation

Das Wiener Becken zeichnet sich in der Schwerekarte deutlich durch den Verlauf der Zone großer Horizontalgradienten der Schwere (konzentrierte Isoliniencharung) in sei-

Tabelle 1.
Mittlere Dichte im Bereich des Wiener Beckens.

| Einheit | Dichte [gcm^{-3}] |
|---------------------|------------------------------|
| Kristallin | 2.72 |
| Kalkalpen | 2.70 |
| Flysch | 2.60 |
| Molasse | 2.40 |
| Neogen (Wr. Becken) | 2.00 |

dem Randbereich sowie durch die Anordnung von Schwereminima verschiedener Amplitude im seinem Zentrum ab (ČEKAN et al., 1990). Dabei treten nur geringe Änderungen in der Hauptstreichrichtung SW–NE auf. Taf. 2 und 3 (Farbbeilagen) heben die Schweregradienten durch die Darstellung des Horizontalgradientenbetrages hervor, wobei Taf. 2 als Übersicht das gesamte Unter-

suchungsgebiet erfaßt. Taf. 3 dient der Detailauswertung und ist in die Interpretation integriert. Neben den Beckenrandgrenzen lassen sich vor allem im zentralen und südwestlichen Teil des Beckens deutlich ausgeprägte Riftzonen erkennen. Die vorliegende Schwerekarte stellt gleichzeitig den nördlichen Anschluß an die „Karte des Steirischen Beckens und der Südburgenländische Schwelle“ her (WALACH & ZYCH, 1988).

Als am Beckenrand anstoßende geologische Einheiten, die das Anomalienbild zumindest teilweise auf Grund ihrer Ausbildung gegenüber der Beckenfüllung prägen, sind auf der Westseite die Kalkalpen im südlichen Bereich sowie nach Norden anschließend die Flyschzone, die Waschberg-Ždanice Zone und, dieser vorgelagert, die Molasse von Bedeutung. Die Umrandung des Beckens im Nordosten des Österreichischen Staatsgebietes bildet die Magura Zone, gefolgt gegen Süden von den karpatischen Einheiten (HAMILTON et al., 1990; JIŘIČEK & SEIFERT, 1990) und den Ausläufern der Zentralalpen auf Österreichischem Gebiet. Die Kalkalpen selbst sind in einzelne Deckenbereiche unterteilt, die sich im Becken abgesenkt fortsetzen und als Reliefstrukturen in der Schwereverteilung aufscheinen. Deckengrenzen können im Schwerebild durch unterschiedliches lithologisches Verhalten erkannt werden (ZYCH, 1988).

Die aus Handstückproben und Dichteprofilen abgeleitete, laterale Dichteverteilung ist in Form von Dichtemittelwerten in Tab. 1 wiedergegeben. Diese Mittelwerte ergeben beste Übereinstimmung mit jenen der Tschechischen bzw. Slowakischen Republik (ZYCH, 1988; ELIAŠ & UHMANN, 1968; STEINHAUSER et al., 1984). Die Dichte für das Neogen in Tab. 1 entspricht gemittelten Oberflächenwerten und nimmt mit der Tiefe auf Grund der Kompaktion zu. So konnten an der Neogenbasis an mehreren Stellen Dichtewerte zwischen 2.3 und 2.5 gcm^{-3} ermittelt werden. Außerdem wurden laterale Dichteänderungen festgestellt, vor allem in der Waschberg-Ždanice Zone, der Mistelbacher Scholle, und innerhalb des karpatischen Bereiches. Vorsicht ist somit bei der Interpretation lokaler Anomalien in diesen Bereichen geboten. Bei regionaler Betrachtung und der hier vorliegenden Äquidistanz der Isanomalien können diese lokalen Phänomene ausgeklammert werden. Versuche hinsichtlich der Inversion des Schwerefeldes zur Bestimmung des Neogenbasements führen unter der Annahme eines simplen Zweischichtenfalles auch bei Berücksichtigung einer Dichtezunahme mit der Tiefe zu keiner befriedigenden Übereinstimmung mit bekannten Bohrlochdaten.

Die beiden Gebiete der Molasse im Nordwesten und des Pannonischen Beckens im Südosten, die an das Wiener Becken anschließen, zeichnen sich in bezug auf das Schwereverhalten in erster Näherung durch einen Zweischichtfall aus. Der Gradientenverlauf spiegelt die Grundreliefsituation wider. Nicht berücksichtigt ist hierbei ein eventuell durch Tiefenstrukturen innerhalb der Kruste hervorgerufener Überlagerungseffekt, der den Gradientenverlauf beeinflusst.

Die Molassezone im Norden, die den Bereich Laa/Thaya – Hollabrunn – Tulln einschließt, ist im Westen deutlich durch einen SW–NE-streichenden positiven Anoma-

lienzug gekennzeichnet. Er ist u.a. auf eine Aufwölbung des kristallinen Untergrundes, an dessen NW-Flanke sich die Retzer Bucht – ein Vorbecken zum Böhmischem Massiv – abzeichnet, zurückzuführen. An der Ostflanke des positiven Anomalienzuges tritt die Anomalien-scharung des Mailberger Bruches auf, der die westliche Begrenzung des Laa-Hollabrunner Beckens und eines westlich von Mikulov angedeuteten Beckens bildet (NW-Bereich in Taf. 2) (BRIX et al., 1980). Eine tektonische Übersicht (Bruchverlauf mit Benennung) ist in den Erläuterungen „Wiener Becken“ (A. KRÖLL) in der vorliegenden Publikation gegeben. Zwischen Hollabrunn und Stockerau liegt eine positive Anomalienase, die zu den negativen Beckenanomalien bei Stockerau – Korneuburg überleitet. Den östlichen Teil der Molassezone beherrscht die positive Anomalie von Korneuburg Nordost, die in Richtung Buschberg – Mistelbach zieht und im Norden durch die Mistelbacher Negativanomalie abgefangen wird. Die im NW des Wiener Beckens mit Hauptstreichrichtung NE–SW-verlaufende Zone extrem hoher Horizontalgradienten teilt sich westlich von Wolkersdorf in zwei Äste auf. Der nördliche Teil ist dem Bisamberg-Bruch, der südliche dem Steinbergbruch zuzuordnen. Beide werden durch senkrecht dazu streichende Horizontalgradientenanomalien unterbrochen bzw. überlagert (Taf. 2 und 3). Die Mistelbacher Negativanomalie wird durch eine Zone stärkerer Horizontalgradienten umrandet, die das Becken in Taf. 2 deutlich erkennen lassen. Im Norden kann man den Schrattenberger Bruch erkennen, der sich über Poysdorf gegen NE im Randgebiet der Ždanice Zone und dem Rakvice-Block gegen Kyjov als Störzone fortsetzt (ČEKAN et al., 1990; HAMILTON et al., 1990; ZYCH, 1988).

Das pannonische Becken im Südosten der Bouguerkarte wird südlich von Bruck an der Leitha durch einzeln aufgefädelt positive, NNE–SSW-streichende Anomalien, die dem Leithagebirge und dem Deutsch-Altenburger Block (Zentralalpine Tatrigen Zone) entsprechen, vom Wiener Becken getrennt. Begleitet werden diese Anomalien gegen NW durch eine konzentrierte Scharung von Isolinien von Hainburg gegen Neunkirchen, welche östlich Wiener Neustadt unterbrochen sind. Diese Scharungen entsprechen den Bruchsystemen von Kopfstetten, Engelhartstetten und Pottendorf (HAMILTON et al., 1990). In Taf. 2 wird sichtbar, daß der Horizontalgradient unterschiedliche Amplitude aufweist und teilweise versetzt aufscheint. Dies weist auf Änderungen im Verlauf der Bruchsysteme hin. Die positiven Anomalien des vorgenannten Anomalienzuges sind auf Dichteeffekte des anstehenden Gesteins zurückzuführen. Es treten auch oberflächennahe Untergrundaufwölbungen, wie z.B. westlich von Frauenkirchen, auf, die einmal südlich, das andere Mal östlich mit ihren Ausläufern in das an der Landesgrenze gegen Ungarn sich abzeichnende Becken einfallen.

Die positive Anomalie, die zwischen Hainburg und Bratislava beginnt und Richtung NE verläuft, erfaßt die Karpaten und Tatrigen. Begrenzt wird sie durch anschließende ausgeprägte Isolinienscharungen, wobei das nordwestlich dieses Zuges gelegene Male-Karpaten Bruchsystem die Grenze zum Wiener Becken bildet (ČEKAN et al., 1990). Die östliche Isoliniendichte ist mit kartierten Randbrüchen und den daran anschließenden Neogenbecken zu erklären. Beide Bruchsysteme zeichnen sich in Taf. 2 deutlich ab. Folgt man der westlichen Isolinienscharung der Bougueranomalie auf dem Gebiet der Tschechischen Republik, d.h. dem Beckenrand nach Norden, zeigt diese zwei markante Änderungen in Richtung und Amplitude des Horizontalgradienten, eine stärkere zwischen Šolosnica-Lakšárska und eine schwächer ausgeprägte im Raum nördlich von Senica. Dieser Wechsel ist auf die Lakšáry–Šaštín-Hochzone bzw. die an den Senica-Trog im Norden anschließende Dichteänderung zurückzuführen. Die Dichteänderung erfolgt in Verbindung mit dem Einsetzen der Magura-Flysch-Zone, wobei an der nördlichen Knickstelle (Richtungsänderung der Isolinien) der Beckenrand gebildet wird.

Im Norden ist die Begrenzung des Wiener Beckens durch die Isolinienscharung im Gebiet von Kyjov gegeben, wobei westlich dieses Ortes ein Umschwenken des Anomaliestreichens Richtung Breclav erfolgt. Bemerkenswert ist die Aufspaltung der Scharung bei Breclav in zwei Bruchsysteme, die im spitzen Winkel zu einander stehen und den Steinberg und den Schrattenberg Bruch kennzeichnen. Ersterer verläuft mit seiner ausgeprägten Scharung bei Zistersdorf und bildet den Rand zur Zistersdorfer Depression im zentralen Beckenteil.

Auf der Mistelbacher Scholle kommt es dem Schwerebild nach zu Horst- und Grabenbildungen. Die wichtigsten positiven Anomalien liegen bei Poysdorf, Mistelbach und in dem Bereich, in dem die Richtungsänderung des Steinbergbruches Richtung Wolkersdorf auftritt. Die zwischen Buschberg und Wolkersdorf NW–SE-streichenden Horizontalgradientenzonen, die besonders in Taf. 3 deutlich hervortreten, können gravimetrisch als ein System von Störungen interpretiert werden. Östlich Korneuburg verläuft die Scharung des Bisamberg Bruches, die sich bis Baden nach Süden am westlichen Beckenrand entlang zieht.

Das zentrale Becken selbst ist gekennzeichnet durch die negative Regionalanomalie von Zistersdorf und den davon versetzten, negativen Einzelanomalien im SW und NE, deren Entstehungsursache in den trennend einschiebenden, positiven Anomalien liegt. Zwei positive Anomalientypen können hier unterschieden werden: die vom Beckenrand ausgehend in das Becken streichenden, und jene, die im Becken selbst durch Relief gebildet werden. Im Beckenbereich herrschen wie erwähnt Riftzonen vor, die nun an Hand der Taf. 2 und 3 mit vorhergenannter Aussage verknüpft werden. Die Anlage der Haupt-Riftzonen erscheint in Taf. 2 kreuz- oder „x“-förmig. Die Riftzonen im südlichen Teil des Beckenbereiches westlich von Orth an der Donau werden mit dem positiven Anomalientyp vom Beckenrand ausgehend, die Riftzonen im zentralen Teil mit Flanken von Aufwölbungen oder Dichtegrenzen in Verbindung gebracht.

Die Taf. 3 mit der detaillierteren Darstellung des mittleren Beckenbereiches erlaubt einige zusätzliche Aussagen, die Bekanntes erkennen, aber auch für Neubeurteilung Raum lassen. Die Riftzonen sind nicht einheitlich ausgebildet. Die bekannteste Komponente in diesem Gebiet ist die des Markgrafneusiedler Bruches, wobei die nordöstliche Ausbildung deutlicher hervortritt und in den schwächeren sichelförmigen Teil Richtung Süd übergeht. Im Kreuzungsbereich der Riftzone dieses Systems ergibt sich die Frage, ob Staffelbrüche, sich ablösende Bruchsysteme oder Gegenbrüche auftreten. Die aufgesplittete Riftzone nördlich Orth inkludiert z.B. die bekannten Bruchsysteme von Andlersdorf und Breitstetten.

Zusätzlich zu erwähnen ist in diesem Bereich der Verlauf der Kopfstettner Störzone, an deren südlichem Ende die Horizontalgradientenzone Richtung West umschwenkt und die Schwere-Hochzone westlich Orth durchtrennt. Die Gradientenzonen zwischen Wien Ost und Aderklaa gehören zur Aderklaaer Hochzonenbegrenzung.

Die markantesten positiven Anomalien werden von Süden beginnend wie folgt beschrieben:

- Die zwischen Mödlinger- und Leithagebirgsblock liegende Schwellenregion trennt das südliche und nördliche Becken.
- Die abgeschlossene positive Anomalie, die westlich der Schwechater Mulde liegt, entspricht dem Mödlinger Block, dessen östliche Flanke mit dem Leopoldsdorfer Bruch identisch ist.
- Das sich westlich von Orth an der Donau erstreckende Schwerehoch bildet eine Brücke zur Hochzone von Aderklaa-Matzen, deren Nase über Matzen hinaus in den Bereich des absoluten Schwereminimums streicht.

- Auf dem Gebiet der Tschechischen Republik zeichnen sich im Ostteil die positiven Anomalienanteile von Láb, Malacky, Lakšárska, Gbely und Hodonin ab, die durch die negativen Anomalien von Šolossnica und Kutý getrennt werden.
- Im Norden dominiert die positive Anomalie von Kyjov, welche die Zistersdorfer Depression vom Hladiste-Graben bei Veseli n.M. trennt.

Die im Wiener Becken bekannten Kohlenwasserstoff-Lagerstätten stehen zum Teil in engem Zusammenhang mit dem Auftreten von positiven Schwereanomalien einerseits und Bruchstrukturen andererseits. Da der Horizontalgradient solche Strukturen abbildet, können aus der Analyse der Horizontalgradienten-Verteilung zusätzliche Informationen gewonnen werden.

3. Struktur und geologische Einheiten des präneogenen Untergrundes

(A. KRÖLL, G. WESSELY, R. JIŘÍČEK)

3.1. Einleitung

Das Wiener Becken erstreckt sich von Nordostösterreich bis in die Westslowakei und Südmähren. Diesen Gebieten gemeinsam sind sowohl strukturelle Einzelelemente des neogenen Beckens, wie Hochzonen, Depressionen und Brüche, wie auch die alpinen tektonisch-stratigraphischen Einheiten, die im Untergrund vom Alpen- bis zum Karpatenrand reichen. Einzelne tektonische Einheiten werden von anderen abgelöst oder enden dazwischen.

Die Informationsgrundlagen bilden vor allem Bohrungen und geophysikalische Untersuchungen. Die Bohrungen erreichten Tiefen über 6000 m und durchteuften das alpin-karpatische Stockwerk in vielen Fällen bis zu 3000 m Mächtigkeit. Die Zahl der Bohrungen, die den präneogenen Untergrund erreichten, beträgt ca 2100. Davon sind in den kalkalpinen Untergrund an die 300 Tiefbohrungen eingedrungen. Kohlenwasserstofflagerstätten sind sowohl im Flysch als auch im Kalkalpin enthalten. In der Flyschzone haben das Steinberghoch und die Hochzone von Gbely-Hodonin Bedeutung. Im Kalkalpin wurden in geklüfteten obertriadischen Dolomiten bisher 12 Lagerstätten z.T. mit großen Öl- und Gasreserven gefunden. Die seismischen Messungen lieferten Informationen über das vorneogene Relief des Untergrundes. Deckeninterne Flächen sind nur fragmentär und bei nicht zu steiler Lagerung zu ermitteln. Daten und Interpretationen über den Beckenuntergrund in der Slowakei wurden veröffentlicht vor allem durch F. NĚMEC & A. KOCÁK (1976), F. NĚMEC (1981), R. JIŘÍČEK (1981, 1984, 1988) und J. KYSELA 1988.

Die Bohrergebnisse auf österreichischem Gebiet wurden von A. KRÖLL & G. WESSELY (1973), A. KRÖLL (1980), G. WESSELY (1975, 1984, 1988, 1992) dokumentiert. Grenzübergreifende Beschreibungen erfolgten durch W. HAMILTON, R. JIŘÍČEK & G. WESSELY (1990) und V. ČEKAN, A. KOCÁK, Č. TOMEK, G. WESSELY & D. ZYCH (1990).

Daten und Interpretationen, die der Verbindung von Oberflächengeologie mit dem Beckenuntergrund dienen, erbrachten Arbeiten, von G. WESSELY (1975), R. JIŘÍČEK (1984), D. PLAŠIENKA, J. MICHALÍK, M. KOVÁČ, P. GROSS, M. PUTIŠ (1991) sowie M. ELIAŠ (1981), M. ELIAŠ, W. SCHNABEL & W. STRANIK (1990) und Z. STRANIK et al. (1986, 1987).

3.2. Strukturelle Gliederung des vorneogenen Reliefs des Beckenuntergrundes

Die Struktur des Wiener Beckens ist durch eine Vielzahl von geophysikalischen Messungen und Tiefbohrungen erkundet worden und kann in seinen Grundzügen als erschlossen betrachtet werden. Sicher zeigen sich im Detail und vor allem mit zunehmender Tiefe noch manche offenen Stellen. Das vorliegende Kartenwerk von Aeromagnetik, Gravimetrie, Struktur und Geologie des Beckenuntergrundes zeigt zusammengefaßt den heutigen Wissenstand.

Neben den Bohrinformationen sind die umfangreichen seismischen Messungen Grundlage für die Strukturkartendarstellung. Naturgemäß ist der seismische Informationsinhalt von Meßgebiet zu Meßgebiet unterschiedlich, kann aber im großen und ganzen als gut bezeichnet werden. In Abhängigkeit vom lithologischen Aufbau des Beckenuntergrundes kann dieser direkt im seismischen Bild erkannt und erfaßt werden. Vielfach, vor allem mit zunehmender Tiefe ist jedoch nur eine indirekte Erfassung im Sinne eines Phantomhorizontes möglich. In Verbindung mit den Tiefbohrergebnissen kann eine gute Darstellung der Struktur gegeben werden. Die gravimetrischen Messungen geben in diesen Fällen zusätzlich eine wertvolle Interpretationshilfe, vorausgesetzt, daß ein entsprechender Dichteunterschied erwartet werden kann. Unsicherheit für die Erkennung der Struktur des Beckenuntergrundes liegt immer dann vor, wenn mächtige Konglomerate diesem aufliegen oder wenn mit zunehmender Tiefe die Einbruchsränder schmaler werden.

Das Wiener Becken ist in seiner heutigen Form einerseits geprägt durch den subalpinen autochthonen Untergrund mit seiner Schollentektonik und andererseits wird es vom allochthonen alpinkarpatischen Deckenbau geformt. Durch den Stau der alpinen Decken am Südsporn der Böhmisches Masse und dem Vordringen und Drehen der karpatischen Decken gegen Norden entstand mit Beginn des Miozän ein Dehnungs- und Senkungsraum mit beträchtlichen Verschiebungen. Die größte Absenkungsaktivität wurde im mittleren Miozän erreicht. Eine Vielzahl von Bruchsystemen sind dabei entstanden und waren sowohl innerhalb der Beckenfüllung wie auch im Beckenuntergrund aktiv bzw. sind es z.T. heute noch. Der Verlauf und die Sprunghöhe ist von deckeninternen Vorgängen, aber auch subalpinen Strukturen abhängig. Der Entstehungsmechanismus kommt der von L. ROYDEN (1988) gegebenen Darstellung im Sinne eines pull apart-Effektes sehr nahe. Das Streichen der Brüche folgt vielfach den vom Untergrund gegebenen alpin-karpatischen Strukturen. Jedoch zeigt sich deutlich ein davon abweichendes System von NE-SW-streichenden Brüchen, wie im Falle des Steinbergbruches, des Bisambergbruches oder im Falle des Korneuburger Abbruches, die schräg zum alpinen Streichen verlaufen und in ihrer Richtung einem Schollensystem autochthoner Strukturen am Festlandsockel folgen. Die Böhmisches Masse zeigt in diesem Gebiet an ihrem Ostrand im Dogger ein staffelförmiges Abbrechen gegen Osten, wobei die einzelnen Staffeln gegen Westen gekippt sind. Diese Sockelstrukturen beeinflussen in ihren Grundzügen teilweise initial auch die neogenen Beckenstrukturen, wenn auch der weitere Deformationsablauf unabhängig davon erfolgen dürfte, wobei auch, wie im Falle des Steinbruches, viele Anzeichen für eine listrische Verformung sprechen. Es ist also für den Beckenuntergrund wie auch für die Beckenfüllung in ihrem tieferen Bereich im Mittel- und Westabschnitt des Beckens ein asymmetrischer Aufbau, nämlich ein Westrandeinbruch und ein Herausheben gegen Osten, sowie neuerliches Abbrechen gegen Osten, für viele Teilschollen, typisch. Quer zu dem vorgenannten Streichen treten in geringerer Zahl Brüche mit einer NNW-SSE-Streichrichtung auf. Dazu zählt z.B. der Leopoldsdorfer Bruch oder die Südwestbegrenzung des

Mattersburger Beckens. Auch in Tschechien und der Slowakei sind solche Streichrichtungen, z.B. im Bereich der Westbegrenzung des Lakšárý-Hochs oder die Begrenzung des Kuty-Gajary-Grabens in seinem südlichen Anteil, bekannt. Im Bereich der Böhmisches Masse sind im Untergrund der Molasse solche Streichrichtungen von Abbrüchen, wie z.B. im Gebiet Hollabrunn oder Stockerau, nachgewiesen worden. Inwieweit einzelne Bruchdarstellungen, die eine starke bogenförmige Struktur zeigen, bei einer höheren Informationsdichte sich durch zwei sich kreuzende Bruchsysteme auflösen lassen, kann heute noch nicht beurteilt werden. Es ist jedenfalls interessant, daß bei Betrachtung der Horizontalgradientendarstellung im Ausschnitt des zentralen Wiener Beckens (siehe Beilage) und dessen Westrand häufig NW–SE-verlaufende „Suturen“ zu erkennen sind, die im geologischen Bau bis heute nicht in dieser Häufigkeit ihre strukturelle Bestätigung gefunden haben. Das Strukturbild des Beckens findet jedoch in der Darstellung des Horizontalgradienten eine gute Übereinstimmung, sodaß den NW–SE-verlaufenden „Suturen“ doch Beachtung geschenkt werden muß. Nach Aussagen der Geophysiker kann ein „Computerprogrammeffekt“ ausgeschlossen werden.

Das Erscheinungsbild des 200 km langen und bis 60 km breiten Beckens ist gekennzeichnet durch eine annähernd rhombische Form der Gesamtfläche, durch ausgeprägte Depocenters in Form der Zistersdorfer oder Mährischen Zentralsenke sowie der Kuty- und der Schwechater Depression mit Sedimentationsakkumulationen bis an die 6000 m, weiters durch eine charakteristische Anordnung von Brüchen und Bruchsystemen, die synsedimentär im Baden bis Pannon, teilweise in Kulissenanordnung angelegt sind. Die Sprunghöhen einiger Brüche erreichen bis zu 4000 Meter (Lakšárýbruch 1500 m, Leopoldsdorfer Bruchsystem 4000 m), ja sogar 6000 m beim Steinbergbruch und können lateral sehr rasch ausklingen. Die großen Brüche trennen ausgedehnte Randschollen von tiefen Depressionen. Von den Hochzonen besitzt vor allem eine solche entlang der Beckenachse mit sigmoidalem Verlauf Bedeutung.

Die ausgedehntesten Randschollen entlang der Westflanke des Beckens sind von Norden nach Süden die Ratiškovice- und die Rakvice-Scholle, die Poyssbrunner, die Mistelbacher und die Mödlinger Scholle. Die Schratzenberg-, Steinberg-, Bisamberg- und Leopoldsdorfer Bruchsysteme trennen diese Schollen von einer Reihe von tektonisch begrenzten Depressionen bestehend aus dem Uherské Hradište-Graben, der Mährischen Zentralsenke, dem Zistersdorfer, dem Groß-Engersdorfer und dem Schwechater Tief.

Die mediane Hochzone erstreckt sich vom Hodoniner Sporn, der von der Mährischen Zentralsenke durch den Lanzhot Bruch und den Lučice-Bruch getrennt wird, über den Rabensburg-Eichhorner Rücken bis zu den Hochzonen von Matzen und Aderklaa. Eine mediane Position nimmt auch das im südlichen Wiener Becken gelegene Wienerherberg-Enzersdorfer Hoch ein. Der Hodoniner Sporn s.l. besteht aus dem Hodonin-Gbely-Horst s.s., der Holič-Skalica Hochscholle, dem Kopčany-Tief und der Unin-Hochscholle. Diese Strukturen werden gegen Süden vom Farsker Bruch, der eine große Sprunghöhe besitzt, abgeschnitten. Südlich dieses Bruches erstrecken sich das Kúty-Drösing-Tief, welches sich südwärts in das Gajary- und Suchohrad-Tief fortsetzt, das Senica-Tief und das Levaré-Tief. Zwischen diesen Tiefs liegt die Závod-Šašastin-Hochscholle und gegen Osten zu sind sie vom Láb-Malacky-Horst und dem Lakšárý-Hoch begrenzt. Die mediane Hochzone von Matzen-Aderklaa ist gegen Südosten durch den bogenförmigen Markgrafneusiedler Bruch vom Marchfelder Tief getrennt. Zwischen letzterem und dem Gajary-Suchohrad-Tief liegt das Hoch von Zwerndorf-Vysoká.

Entlang der Ostflanke des Wiener Beckens erstreckt sich eine Serie von Gräben, bestehend aus dem Wiener Neustädter Graben, der Mitterndorfer und Lasseer Senke und

dem Zohor-Plavecký-Graben. Die Extension dieser Grabenserie geht Hand in Hand mit einer linksseitigen Horizontalverschiebung. Ihre tektonische Aktivität reicht bis in die jüngste Zeit. Die großen Brüche, die sie im Südosten begrenzen, wie der Pottendorfer Bruch, der Kopfstetten-Engelhardstettener Bruch, bilden die beckenwärtige Abgrenzung der Ostrandschollen wie die Leithagebirgsscholle, des Deutsch-Altenburger Spornes und der Malé Karpaty-Scholle. Die Kohlenwasserstofflagerstätten des Untergrundes sind in der Flyschzone an die Hochscholle des Steinbergbruchsystems (Steinberg, Pionier, Hochleiten, Paasdorf) sowie an den Gbely-Hodoniner Sporn gebunden. Im Kalkalpin liegen sie auf den Hochstrukturen von Aderklaa und Hirschstetten (ca. 2650 m Tiefe), Schönkirchen (ca. 2900 m Tiefe), Baumgarten (ca. 2500 m Tiefe), Závod (ca. 4000 m Tiefe), Borský Jur (ca. 3000 m Tiefe) und Šaštín (ca. 2000 m Tiefe).

3.3. Die alpin-karpatischen Einheiten des Beckenuntergrundes

Unter dem Wiener Becken streichen die Flyschzone, die Kalkalpen und die Zentralalpen bzw. deren karpatische Äquivalente vom westlichen, alpinen bis zum östlichen, karpatischen Beckenrand. Im Nordwesten wird noch ein Teil der Waschberg-Ždánice-Zone vom Neogen des Wiener Beckens bedeckt. Die Grauwackenzone streicht vom Süden des Wiener Beckens bis mindestens zur slowakischen Grenze, ist aber am Karpatenrand nicht mehr anzutreffen. Andererseits läßt sich die vom Nordosten in das Wiener Becken abtauchende Myjava-Klippenzone nicht in österreichisches Gebiet hineinverfolgen.

Von der Waschbergzone wurden unterschiedliche Anteile der an der Oberfläche bekannten Schichtfolgen samt Klippen erbohrt. An die Neogenbasis stoßen nur vorwiegend pelitische Anteile des Oligo-Eozän.

Die **Waschberg-Ždánice-Zone** wurde unter Neogen in den Bohrungen Zistersdorf ÜT1a, ÜT2a, Palterndorf T1 und Mühlberg T1 unter der Bruchfläche des Steinbergbruches angetroffen. Im mährischen Anteil wurde die Ždánice-Einheit von einigen Bohrungen wie z.B. Sedlec 1, Bulhary 1, Vranovice 1, Nikolcice 1-5, Kobyli 1 u.a. durchbohrt.

In der **Flyschzone** des Wiener Waldes können drei Haupteinheiten von der Oberfläche des Wienerwaldes unter das Becken verfolgt werden. Die Greifensteiner-, die Kahlenberger und die Laaber Decke. Nördlich der Donau setzt an der Flyschstirn die Rača-Einheit ein, die gegen den Norden Niederösterreichs bereits an Bedeutung zunimmt, dort Harrersdorfer Einheit genannt wird und ihre größte Verbreitung im Mährischen Anteil des Wiener Beckens erlangt (Bohrung Breclav 30). Im Raume Zistersdorf wurden durch die Bohrung Maustrenk ÜT1a zuunterst die Harrersdorfer Einheit, darüber die Greifensteiner Decke mit den zwei Teileinheiten, der Göstinger und der Zistersdorfer Einheit, und die Kahlenberger Decke in Form der Sulzer Einheit erbohrt.

Im Bereich des Hodoniner Sporns liegt in der Bohrung Tynec 30 über den Zliner Schichten der Rača-Decke die Greifensteiner Decke. Die Kahlenberger Decke ist südöstlich davon, in Bohrungen Brodské, Lanzhot entwickelt. Der Flysch von Gbely und Kúty gehört demselben Komplex an. Alle diese Einheiten können unter den Begriff „Äußeres Deckensystem der Maguraeinheit“ zusammengefaßt werden, welches vom „Inneren Deckensystem der Maguraeinheit“ entlang einer flachen Bewegungsbahn überschoben ist. Dieses innere System besteht hauptsächlich aus der Bilé Karpaty-Decke mit mehreren Schuppen. Die Unterkreide von Hluk und die Mittelkreide von Hradište und Gbely nahe Kúty gehören zu diesen Schuppen. Der südlichere Teil der Bilé Karpaty-Decke hat eine starke Affinität zur Pieninischen Klippenzone.

Auf österreichischer Seite wurde die Laaber Decke mit ihrer gesamten Schichtfolge in der Bohrung Aderklaa UT1a und in Teilprofilen in Bohrungen in Bockfließ, Matzen, Raggendorf und in der Bohrung Ringelsdorf 3 erfaßt.

Das **Kalkalpin und dessen karpatische Äquivalente** gliedern sich in das Bajuvarikum mit dem Frankenfels-Lunzer System, in das Tirolikum mit dem Göller-Veternik-, Hravonica-, Jablonica-Deckensystem und in die höheren Kalkalpendecken.

Das **Bajuvaricum** in Form des Frankenfels-Lunzer Systems erstreckt sich als schmaler Streifen unter dem Neogen von Wien bis Senica, wo es von höheren Einheiten überschoben wird. Entlang ihres gesamten Verlaufs ist es stark verfaltet und verschuppt. Streckenweise kann man Antiklinalen, oft mit Hauptdolomit im Kern und Synklinalen mit Muldenfüllungen aus Neokom und Losensteiner Schichten des Alb-Untercenoman weiterhin verfolgen. Die Korrelation der Einzelelemente zwischen den Aufschlußgebieten ist allerdings häufig schwierig. Vom Beckenrand bei Wien lassen sich vor allem 2 Antiklinalzüge, die Höllenstein- und Teufelsteinantiklinale, getrennt durch die Flösselmulde unter das Becken zumindest bis Aderklaa verfolgen. Gegen Nordosten (Prottes) scheinen sie schräg unter Gosau und Göller Decke abzutauchen. Falten ähnlich der Höllenstein- und Teufelsteinantiklinale mit Hauptdolomit im Kern wurden in der Bohrung Kuklov 3 festgestellt. Ein Antiklinalzug wird vom Rücken von Borsky Jur durch die Kuklov Synklinale mit einer Unterkreidefüllung ähnlich der Flösselmulde getrennt. Nordostwärts werden diese Strukturen von der Klippenzone abgeschnitten, wobei die erste frontale Antiklinale bei Šaštín und die zweite nahe Senica verschwindet.

Über der Frankenfels-Lunzer Decke mit ihrer intensiven Deformation lagert diskordant die Oberkreide-Paleozän-Schichtfolge der Gießhübler Mulde, die sich von der Oberfläche unverändert unter das Wiener Becken bis Aderklaa fortsetzt. In nordöstlicher Richtung wird sie bei zunächst unverminderter Mächtigkeit im Raum Schönkirchen nahezu von der Göller-Decke überdeckt. Gegen Prottes zu wird die Mächtigkeit geringer, es ist allerdings anzunehmen, daß sie sich noch auf slowakisches Gebiet fortsetzt. Im Raum Závod und Lakšárská Nová Ves liegen bereits triadische Gesteine direkt unter der Göller-Decke. Der stratigraphische Umfang der Gießhübler Mulde ist mit höherem Cenoman bis ins Thanet anzunehmen, wobei die Oberkreideschichtglieder im Vergleich zu den Gießhübler Schichten des Obermaastricht-Paleozän relativ geringe Mächtigkeit aufweisen (Gesamtmächtigkeit 600–800 m).

Die Frage der Zugehörigkeit der im Oberflächenbereich der kleinen Karpaten auftretenden Križná-Decke ist zwar noch in Diskussion, es wird aber der Deutung der Vorzug gegeben, daß es sich um einen zurückgebliebenen, vorderen Teil des Bajuvarikums handelt. Damit konform gehen Schichtumfang (Mitteltrias bis Alb) und Fazies. Obertriadische Keuperfazies in einer paläogeographisch nördlichen Position des Bajuvarikums ist vorstellbar. Tektonisch folgt darüber die paläozoische „Melaphyr-Serie“ der (?) Choč-Decke.

Das **Tirolikum** streicht ebenfalls vom Alpen- zum Karpatenrand quer über das gesamte Becken. Die Lagerung desselben ist bereits zu einem großen Teil ruhiger, wohl infolge größerer Mächtigkeit kompetenter Schichten. Nichtsdestoweniger enthält es neben der vor allem in Österreich dominierenden Einheit der Göller-Decke eine Anzahl von Deckenelementen, die in der Slowakei hinzutreten: das Veternik-, Hravonica- und Jablonica Deckensystem (D. PLAŠIENKA, J. MICHALÍK, M. KOVÁČ, P. GROSS & M. PUTIŠ, 1991).

So wie im alpinen Oberflächenbereich des Tirolikums die Göller Decke die nördlich davon gelegene Unterbergdecke und diese wiederum die Reispalpendecke überschiebt, so liegt im Oberflächenanteil der Karpaten die Jablonica-Decke über der Hravonica-Decke und diese über der Veternik-Decke. Die Anordnung der Mitteltrias stützt

diese Parallelität (Beckenfazies des Ladin im Norden, Plattformfazies im Süden bezogen auf die ursprüngliche Ablagerungsanordnung).

Für direkte tektonische Verbindungen dieser Einzelelemente sind naturgemäß die Positionen zu unterschiedlich und zu weit voneinander entfernt. Dies gilt auch, wenn man die Choč-Decke einer bestimmten Einheit in den Kalkalpen zuordnen wollte. In der Göller-Decke können komplexe Stirnteile von einem einfach gebauten Hauptteil unterschieden werden. So wurde im Aufschlußgebiet Aspern – Eßling – Raasdorf eine ausgeprägte Stirnschuppenbildung festgestellt.

Bemerkenswert ist eine stirnnahe Deformationsform im Raum Schönkirchen – Gänserndorf. Durch die Einengungstektonik erfuhr der Stirnteil der Göller-Decke nach einer Abtrennung vom Hauptkörper eine Rücküberschiebung. Der Durchriß des Stirnteiles erfolgte im Bereich des Nordschenkels einer durch die Bohrung Gänserndorf T2 festgestellten, aus Permoskyth und Mitteltrias bestehenden Antiklinale (Gänserndorfer Antiklinale), bei deren Bildung ein Fazieswechsel von mächtiger, rigider Wettersteinfazies im Süden zu Beckenfazies im Norden eine Rolle spielen dürfte.

Diese Antiklinale wirkte als Widerlager für die südwärts gerichtete Schuppung des Stirnteiles, der sich in eine Basalschuppe und eine Hangendschuppe aufteilte. Letztere bildet die Synklinale von Schönkirchen – Prottes, die aus Hauptdolomit, Opponitzer, Lunzer, Reiflinger, Gutensteiner und Werfener Schichten besteht. Der Hauptdolomit enthält die Erdöl-Lagerstätten Schönkirchen Tief und Prottes Tief.

Diese ausgedehnte Stirnsynklone liegt teils über Gießhübler Schichten, teils über der erwähnten, südwärts über die Gänserndorfer Antiklinale rückgeschobenen Basalschuppe. Diese Stirnbildung ist über die Bohrungen Ebenthal 1 und 2 und Stillfried 1 und 2 bis slowakisches Gebiet verfolgbar. Möglicherweise kann sie im Gebiet Závod wiedergefunden werden.

Im Raum Prottes liegt der Stirn der Göller-Decke die Gosau von Prottes in einer grobklastischen Slope-Entwicklung auf, die gegen Norden mächtigkeitsmäßig divergiert. Die Gosau von Závod mit ebenfalls grobklastischer Fazies und mächtiger Entwicklung der Oberkreide kann als Fortsetzung der Oberkreideabfolge von Brezova angesehen werden, die bei nördlich divergierender Mächtigkeitszunahme auf der Jablonica-Decke liegt. Die Fazies und Mächtigkeit all dieser Vorkommen von Stirngosau steht in deutlicher Abweichung von der Gießhübler Mulde.

Der Hauptkörper der Göller-Decke in Österreich verflacht südlich der Gänserndorfer Antiklinale zusehends, und seine mächtigen Triassedimente werden von ebenfalls relativ mächtigen Jurasedimenten und schließlich der Gosau von Glinzendorf überlagert.

Im Gebiet der Slowakei ist ein ähnlicher struktureller Stil wie in Österreich zu verzeichnen. Im allgemeinen bildet ein System von Überschiebungseinheiten ein Synklinorium. Im Nordwestabschnitt können Elemente der Göller-Decke eindeutig identifiziert werden. Dieser äußere Abschnitt wird durch den ausgeprägten Rücken von Studienka von einem inneren Abschnitt getrennt. Stratigraphisch-fazielle Korrelationen zwischen Göller-Decke und Jablonica-Havranica- sowie Vaternik-Decke sind durchführbar, tektonische entbehren noch geeigneter Grundlagen.

Die Gosauzone von Glinzendorf bildet eine tiefgreifende Mulde vor Einsatz der höheren Kalkalpendecken. Eine Verbindung oder Analogie dieses Elementes mit der Gosauzone von Grünbach liegt auf Grund von tektonischen und stratigraphisch-faziellen Gesichtspunkten nahe. Sie reicht somit vom westlichen Beckenrand über Bohrungen der Gebiete Wittau, Glinzendorf, Markgrafeneusiedl, Gänserndorf, Tallesbrunn bis zur Bohrung Gajary 125 auf slowakischem Gebiet, erreicht aber nicht den Karpatenrand. Die Mächtigkeiten an den einzelnen Positionen der Zone schwanken, können aber bis zu 2000 m erreichen. Altersmäßig liegt der Sedimentationsschwerpunkt im Campan und

Maastricht. Die Abfolge ist überwiegend limnisch, wobei im tieferen Anteil mehr, im höheren Anteil untergeordnet marine Abschnitte auftreten können.

Die **höheren Kalkalpendecken** sind nur in bestimmten Abschnitten durch eine höhere Bohrdichte erfaßt worden, wie im Gebiet Zwerndorf – Baumgarten – Schönfeld bzw. Vysoká – Láb – Malacky. Isolierte Aufschlüsse, wie die Bohrungen Untersiebenbrunn 1, Breitstetten 1, Andlersdorf 1, Schönau 1 und Tattendorf 1 lassen jedoch eine Verfolgung der Zone vom Alpenrand her zu. Im Raum Baumgarten – Láb wurde eine tiefgreifende Synklinale aus Dachsteinschichten, im Süden flankiert von Wettersteindolomit (Schönfeld 1, T1), erbohrt. An der Nordflanke wurde kein Wettersteindolomit, sondern Lunzer Schichten über Malmradiolarit erbohrt. Letzterer könnte das Dach einer dem Synklinalkomplex von Baumgarten – Láb vorgelagerten Schuppe stammen, die die Göller Decke samt auflagernder Glinzendorfer Gosau überschiebt. Dieser Schuppe könnte auch der Deckenschollenlappen von Tallesbrunn entstammen, der aus Permoskyth und Plattformkarbonaten der Mittel- und Obertrias besteht und weit über die Gosausedimente geschoben ist. Bei der Klärung der tektonischen Verhältnisse in diesem südlichsten Kalkalpenabschnitt werden auch intrajurassische gravitative Gleitvorgänge in Betracht gezogen werden müssen, wie dies Olistholitbildungen im Jura von Zwerndorf T1 nahelegen.

Die Position der **Grauwackenzone** südlich der höheren Kalkalpendecken spricht für ihre primäre Bindung zu letzteren. Die paläozoische Melaphyrserie in den Kleinen Karpaten besitzt eine andere Fazies als die alpine Grauwackenzone, die anscheinend gemeinsam mit den höheren Kalkalpeinheiten im slowakischen Anteil des Wiener Beckens aushebt.

Die **Zentralalpin-Tatride Zone** ist aus isolierten Bohrungen vor allem im österreichischen Teil des Beckenuntergrundes bekannt. Eine klare Trennung zwischen zentralalpinen und tatriden tektonischen Komplexen konnte nicht erfolgen. Es läßt sich eine Schichtfolge von permischem Verrucano über Untertriasquarzite, karbonatische Mitteltrias, Keuper, Rhät bis in den Lias kompilieren. Kristallin wurde nur in der randnahen Bohrung Zillingthal 1 erschlossen.

Für die Strukturdarstellung im Bereich der Mistelbacher Scholle und des Seewinkels wurden auch Unterlagen verwendet, die von U. HERZOG und S. KÖVÓS bearbeitet worden sind. Den Mitarbeitern wird dafür gedankt.

4. Literatur

- ÁDÁM, A. & POSPÍŠIL, L.: Crustal Conductivity Anomalies in the Carpathian Region. - Acta Geodaet., Geophys. et Montanist. Hung., **19**, Budapest 1984.
- BERÁNEK, B. (1971): Study of the velocity conditions in the Earth's Crust in the regions of the Bohemian Massif and the Carpathian System along International Profiles VI and VII. - Stud. geophys. geod., **15**, Prag.
- BERÁNEK, B. & DUDEK, A. (1981): Geologische Interpretation der transformierten Schwerefelder der Bömischen Masse und der Westkarpaten. - Sbor. Geol. Ved, uz. Geofyz., **17**, Prag (in tschechischer Sprache).
- BLEIL, U. & POHL, J. (1976): The Berchtesgaden Magnetic Anomaly. - Geol. Rundsch., **65**, Stuttgart.
- BOUÉ, A. (1824): Memoire sur les terrains secondaires du Versant Nord des Alpes Allemanes. - Annales des Mines, **9**, Sep., S. 1-3, Paris.
- BRIX, F., KRÖLL, A. & WESSELY, G. (1980): Reliefkarte der Molassebasis in Niederösterreich. - In: BACHMAYER, F. (Ed.): Erdöl und Erdgas in Österreich, Neue Folge, **19**, Beilage 8, Wien.

- ČEKAN, V., KOCÁK, A., TOMEK, Č., WESSELY, G., ZYCH, D. (1990): Czechoslovak-Austrian cooperation in geophysical-structural exploration in the Vienna Basin. – In: MINAŘIKOVÁ, H. & LOBITZER, H. (Eds.): Thirty years of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia, 23–31. – Vienna (Geol. B.-A.) – Prague (Geol. Surv. Czech.).
- DUDEK, A. & MELKOVÁ, J. (1975): Radiometric age determination in the crystalline basement of the Carpathian Foredeep and of the Moravian Flysch. – Vest. Ústr.úst. geol., **50**, Prag.
- ELIAŠ, M. (1981): Príspevek k problematice faciální a paleogeografické analýzy magurského flyše. – IV. Slovenská geologická konferencia, Nr. 3, 84–90, Bratislava.
- ELIAŠ, M., SCHNABEL, W. & STRANÍK, Z. (1990): Comparison of the Flysch Zone of the Eastern Alps and the Western Carpathians based on recent observations. – In: MINAŘIKOVÁ, H. & LOBITZER, H. (Eds.): Thirty years of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia, 37–46, Vienna (Geol. B.-A.) – Prague (Geol. Surv. Czech.).
- ELIAŠ, E. & UHMANN, I. (1968): Densities of rocks in Czechoslovakia. – In: Synoptic rock density map of Czechoslovakia, Prague (Geol. Surv. Czech.).
- GAENGER, R. (1954): Regionale magnetische Untersuchungen in den Berchtesgadener Kalkalpen und ihrem Vorland. – Dissertation, Univ. München.
- GNOJEK, I. & HEINZ, H. (1993): Central European (Alpine-Carpathian) belt of magnetic anomalies and its geological interpretation. – Geol. Carp., **43**, Bratislava.
- GRANSER, H.R.D., STEINHAUSER, P. & MEURERS, B. (1992): Gravimetrische Untersuchung zur Erforschung der Untergrundstrukturen im Raum Neusiedler See. – Mitt. österr. Geol. Ges., **84**, 223–238, Wien.
- GUTDEUTSCH, R. & SEIBERL, W. (1987): Die aeromagnetische Vermessung Österreichs. – Endbericht, Wien (Institut für Meteorologie und Geophysik, Univ. Wien).
- HAMILTON, W., JIŘÍČEK, R. & WESSELY, G. (1990): The Alpine Carpathian floor of the Vienna Basin in Austria and Czechoslovakia. – In: MINAŘIKOVÁ, H. & LOBITZER, H. (Eds.): Thirty years of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia, 46–56. – Vienna (Geol. B.-A.) – Prague (Geol. Surv. Czech.).
- HAUER, F.v. (1875): Die Geologie und ihre Anwendung auf die Kenntnis der Bodenbeschaffenheit der Österr. – Ung. Monarchie 1. Stufe. – VIII, Wien (Hölder).
- HEINZ, H. (1989): Aeromagnetic measurements in the Eastern Alps: the area east of the Tauern Window. – Tectonophysics, **163**, Amsterdam.
- HEINZ, H. (1992): Verifizierung und fachliche Bewertung von Forschungsergebnissen und Anomaliehinweisen aus regionalen und überregionalen Basisaufnahmen und Detailprojekten. – Proj.-Ber. ÜLG-28/91, Wien (Geol. B.-A.) Wien.
- HEINZ, H., BIEDERMANN, A. & KÓHAZY, R. (1986): Auswertung aeromagnetischer Daten im Bundesland Niederösterreich. – Proj.-Ber. NC-6p/84, Wien (Geol. B.-A.).
- HEINZ, H. & SEIBERL, W. (1990): Magnetic structures of the Eastern Alps West of the Tauern Window. – Soc. Géol. France, Mem., **156**, Paris.
- HVOZDARA, M., PETR, V., PECOVÁ, J. & PRAUS, O. (1986): Erfassung der wichtigsten geoelektrischen Inhomogenitätszonen auf ČSSR-Gebiet. – Interner Ber., Geophys. Inst. Tschech. Ak. Wiss., Geofyzika-Brno (in tschechischer Sprache).
- IBRMAJER, J. (1981): Geological Interpretation of Gravity maps of Czechoslovakia. – In: ZÁTOPEK, A. (Hrsg.): Geophysical Syntheses in Czechoslovakia. Veda, Publ. House Slov. Ak. Wiss., Bratislava.
- JIŘÍČEK, R. (1981): Vyvoj a stavba podloží Videnskej panve. – Zemní plyn a nafta, **26/3**, p. 361–385, Hodonín
- JIŘÍČEK, R. (1984): Korelácie Severných Vapencových Alp a Západných Karpat v podloží Videnskej panve. – Zemní plyn a nafta, **29/2**, p. 177–203, Hodonín.
- JIŘÍČEK, R. (1988a): Navrh spoločného tektonického členení alpskar pátskeho orogénu. – Zemní plyn a nafta, **33/1**, p. 69–98, Hodonín.
- JIŘÍČEK, R. (1988b): Geologická stavba mezozoika na ložiska Závod. – Zemní plyn a nafta, **33/2**, p. 191–260, Hodonín.

- JIAŘÍČEK, R. & SEIFERT, P. (1990): Paleogeography of the neogene in the Vienna Basin and the adjacent part of the foredeep. – In: MINAŘIKOVÁ, H. & LOBITZER, H. (Eds.): Thirty years of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia, 89–102. – Vienna (Geol. B.-A.) – Prague (Geol. Surv. Czech.).
- KRÖLL, A. (1980): Die österreichischen Erdöl- und Erdgasprovinzen: Das Wiener Becken. – Erdöl und Erdgas in Österreich, Wien (Verlag Naturhist. Museum) – Horn (F. Berger).
- KRÖLL, A. & WESSELY, G. (1973): Neue Ergebnisse beim Tiefenaufschluß im Wiener Becken. – Erdöl-Erdgas Zeitschrift, **89/11**, 400–413, Wien.
- KUBEŠ, P. & FILO, M. (1984): Isanomalenkarte der westlichen Karpaten in der Tschechoslowakei. – Geofyzik n.p., Brno (in tschechischer Sprache).
- KYSELA, J. (1988): Reinterpretacia geologickej stavby predneogen neho podlozia slovenskej casti Videnskej panvy. – Zapad Karpaty, Ser. Geol., **11**, 7–51, Bratislava.
- MEURERS, B. (1992): Bearbeitung der Schweredaten der ÖMV-AG. – Unveröff. Firmenbericht. ÖMV-AG, Wien.
- MUNDRY, E. 1970): Zur automatischen Herstellung von Isolinenplänen. – Beitr. Geol. Jb., **98**, 77–93.
- NĚMEC, F. (1981): Vysledky a perspektivy pruzkumu na zivice ve vnitrokarpatsem a vychodoalpskem podlozi Videnske panve. – Zemni plyn a nafta, **26/3**, 339–409, Hodonin.
- NĚMEC, F. & KOCÁK, A. (1976): Predneogeni podlozi slovenskej casti Videnske panve. – Mineralia Slovaca, **8/6**, 481–555, Bratislava.
- PLAŠIENKA, D., MICHALÍK, J., KOVÁČ, M., GROSS, P. & PUTIŠ, M. (1991): Paleotectonic evolution of the Male Karpaty Mts. – an overview. – Geologica Carpathica, **42,4**, 195–208, Bratislava.
- PUTIŠ, M., JANÁK, M. & VILINDVIC, V.: Tatricum – the crystalline basement. – In: KOVÁČ, M. & PLAŠIENKA, D. (Hrsg.): Malé Karpaty Mts.: Geology of the Alpine-Carpathian junction. – Guide to Excursions, Smolenice 1991.
- SEIBERL, W.: Aeromagnetische Karte der Republik Österreich 1 : 1,000.000. – Wien (Geol.B.-A.) Wien 1991.
- STEINHAUSER, P., RUESS, D., ZYCH, D., HAITZMANN, H. & WALACH, G. (1984): The geoid in Austria: Digital models of mean topographic heights and rock densities. – Proc. XVIIIth Gen. Ass. IUGG, IAG, Vol. 1, 322–338.
- STRANÍK, Z., KREJCI, O. & MENCIK, E. (1986): Príspevek ke geologii belokarpatskej jednotky. – Zprava a geol. vyzk. v r. 1986, Praha.
- STRANÍK, Z. et al. (1987): Ke stratigrafii a sedimentologii hlučekho vyvoje belokarpatskej jednotky. – Zpravy a geol. vyzk. v r. 1987, Praha.
- SÜNKEL, H. (1980): A general surface representation module designed for geodesy. – Ohio State University, Report No. 292.
- SUESS, E. (1866): Untersuchungen über den Charakter der österreichischen Tertiärablagerungen II. – Sitzber. Akad. Wiss., math.-natw. Cl., Abt. I, **54**, 87–152 Wien.
- TOMEK, C., DVORAKOVÁ, L., IBRMAJER, I., MAYEROVÁ, M., MITRENGA, P., NAKLÁDALOVÁ, Z. & SLAVIK, R. (1990): Ergebnisse neuerer seismischer Untersuchungen. – In: BLIZKOVSKÝ, M. (Hrsg.): Geophysikalische Forschungen der Erdkruste (Periode 1985–1990), Manuskript, Archiv Geofyzika-Brno, Brünn 1990 (in tschechischer Sprache).
- WALACH, G. & ZYCH, D. (1988): Schwerekarte des Steirischen Beckens und der Südburgenländischen Schwelle. – In: Geologische Themenkarten der Republik Österreich: Steirisches Becken und Südburgenländische Schwelle. – Wien (Geol. B.-A.).
- WENZEL, H.G. (1985): Hochauflösende Kugelfunktionsmodelle für das Gravitationspotential der Erde. – Wiss. Arb. Univ. Hannover, No. **137**.
- WESSELY, G. (1975): Rand und Untergrund des Wiener Beckens – Verbindungen und Vergleiche. – Mitt. Geol. Ges., **66/67** (1973/1974), 266–287, Wien.

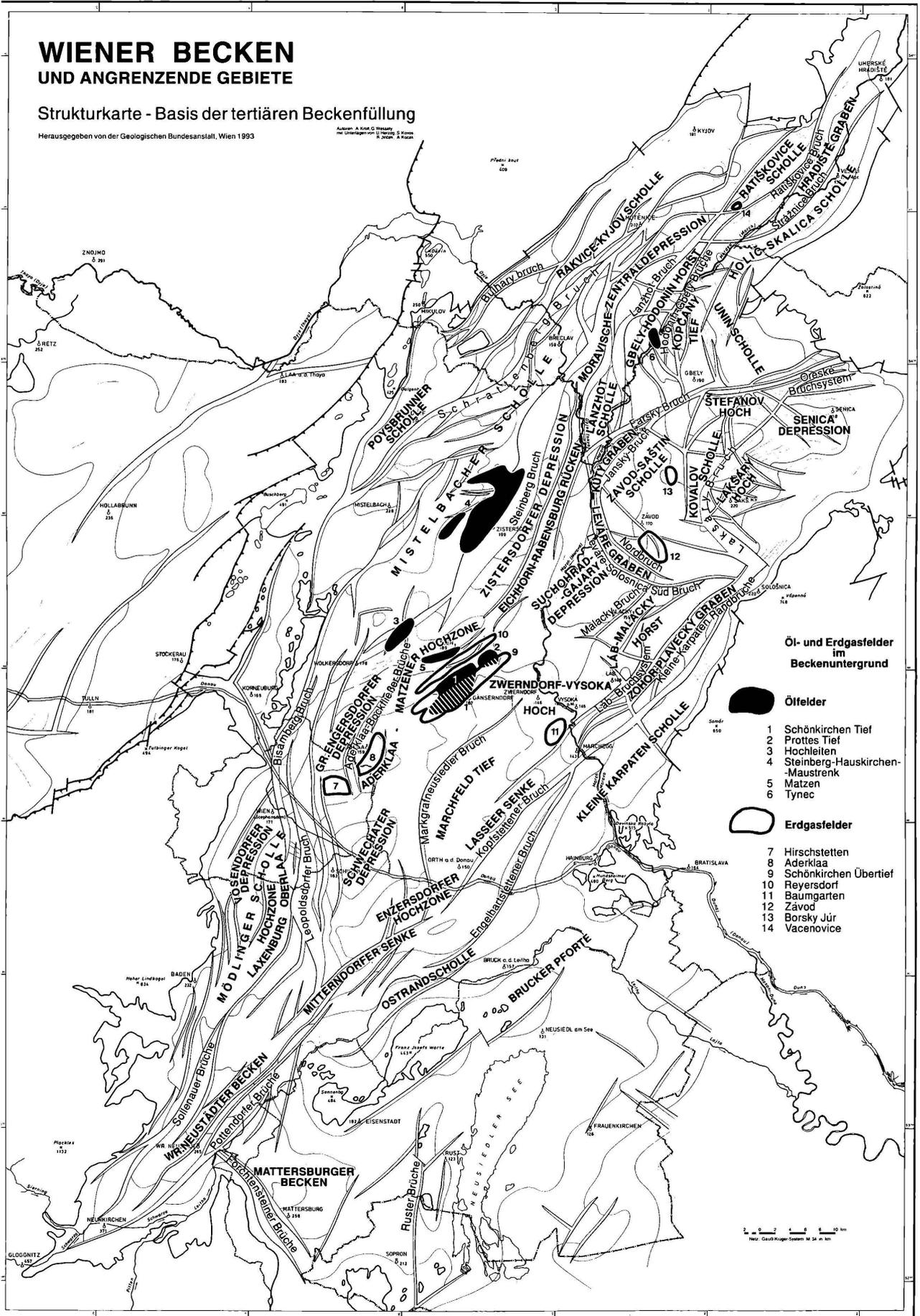
- WESSELY, G. (1984): Der Aufschluß auf kalkalpine und subalpine Tiefenstrukturen im Untergrund des Wiener Beckens. – Erdöl-Erdgas Zeitschrift, **1984/9**, 285–292, Hamburg – Wien.
- WESSELY, G. (1988): Structure and development of the Vienna Basin in Austria. – In: L.H. ROYDEN & F. HORVATH (Eds.): The Pannonian Basin, A Study in Basin Evolution, AAPG Memoir, **45**, Tulsa – Budapest.
- WESSELY, G. (1992): The Calcareous Alps below the Vienna Basin in Austria and their structural and facial development in the Alpine-Carpathian border Zone. – Geologia Carpathica, **43/6**, 347–353, Bratislava.
- ZYCH, D. (1988): 30 Jahre Gravimetermessungen der ÖMV-AG in Österreich. – Arch. f. Lagerst. forsch. Geol. B.-A., **9**, 155–175, Wien.

WIENER BECKEN UND ANGRENZENDE GEBIETE

Strukturkarte - Basis der tertiären Beckenfüllung

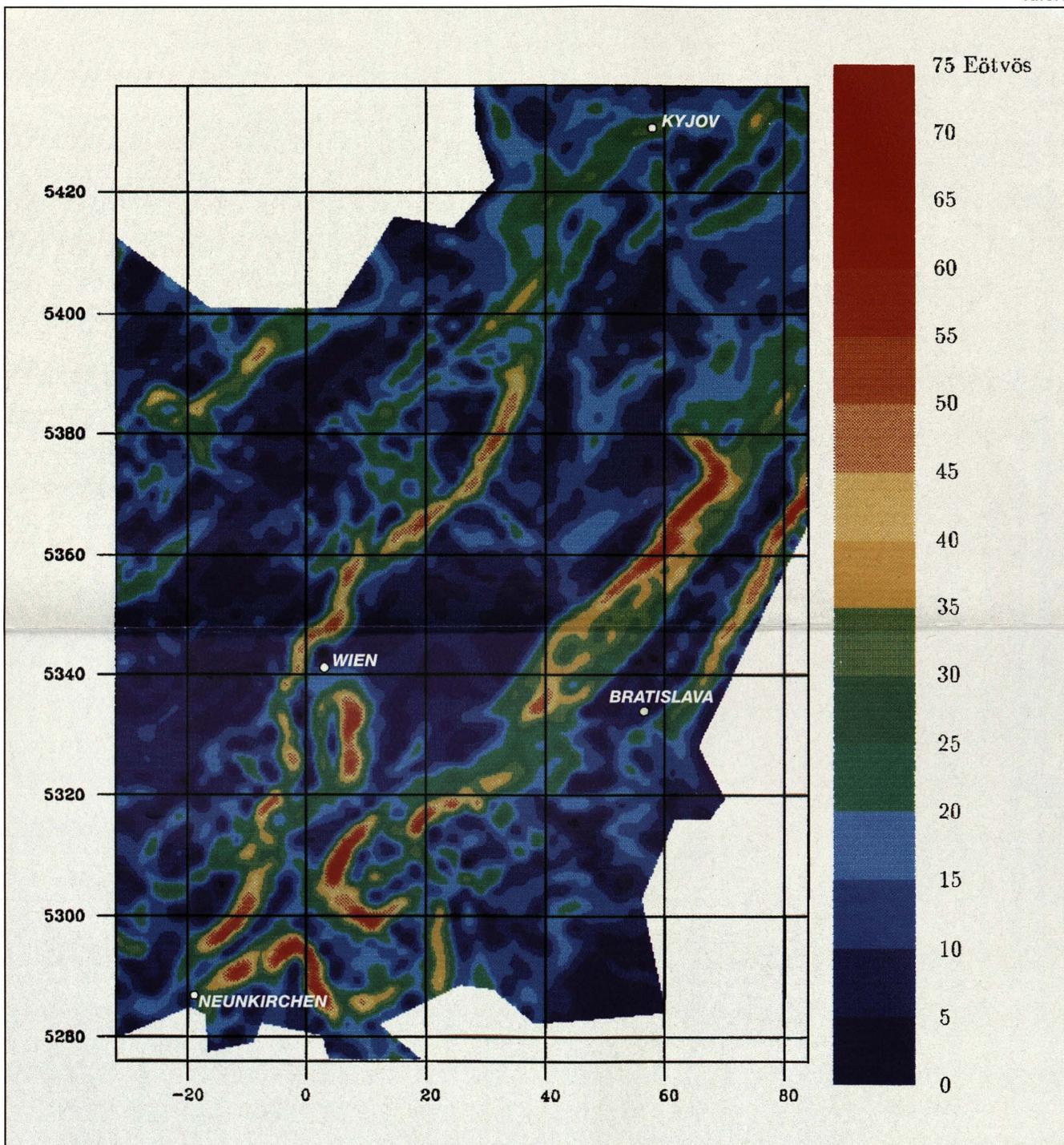
Herausgegeben von der Geologischen Bundesanstalt, Wien 1993

Autoren: A. ROKA, G. WERNER, J. HUBER
mit Unterstützung von: G. ZECH, A. KISS



- Öl- und Erdgasfelder im Beckenuntergrund**
- Ölfelder**
- 1 Schönkirchen Tief
 - 2 Prottes Tief
 - 3 Hochleiten
 - 4 Steinberg-Hauskirchen-Maustrenk
 - 5 Matzen
 - 6 Tynec
- Erdgasfelder**
- 7 Hirschstetten
 - 8 Aderklaa
 - 9 Schönkirchen Übertief
 - 10 Reyersdorf
 - 11 Baumgarten
 - 12 Závod
 - 13 Borsky Júr
 - 14 Vacenovice

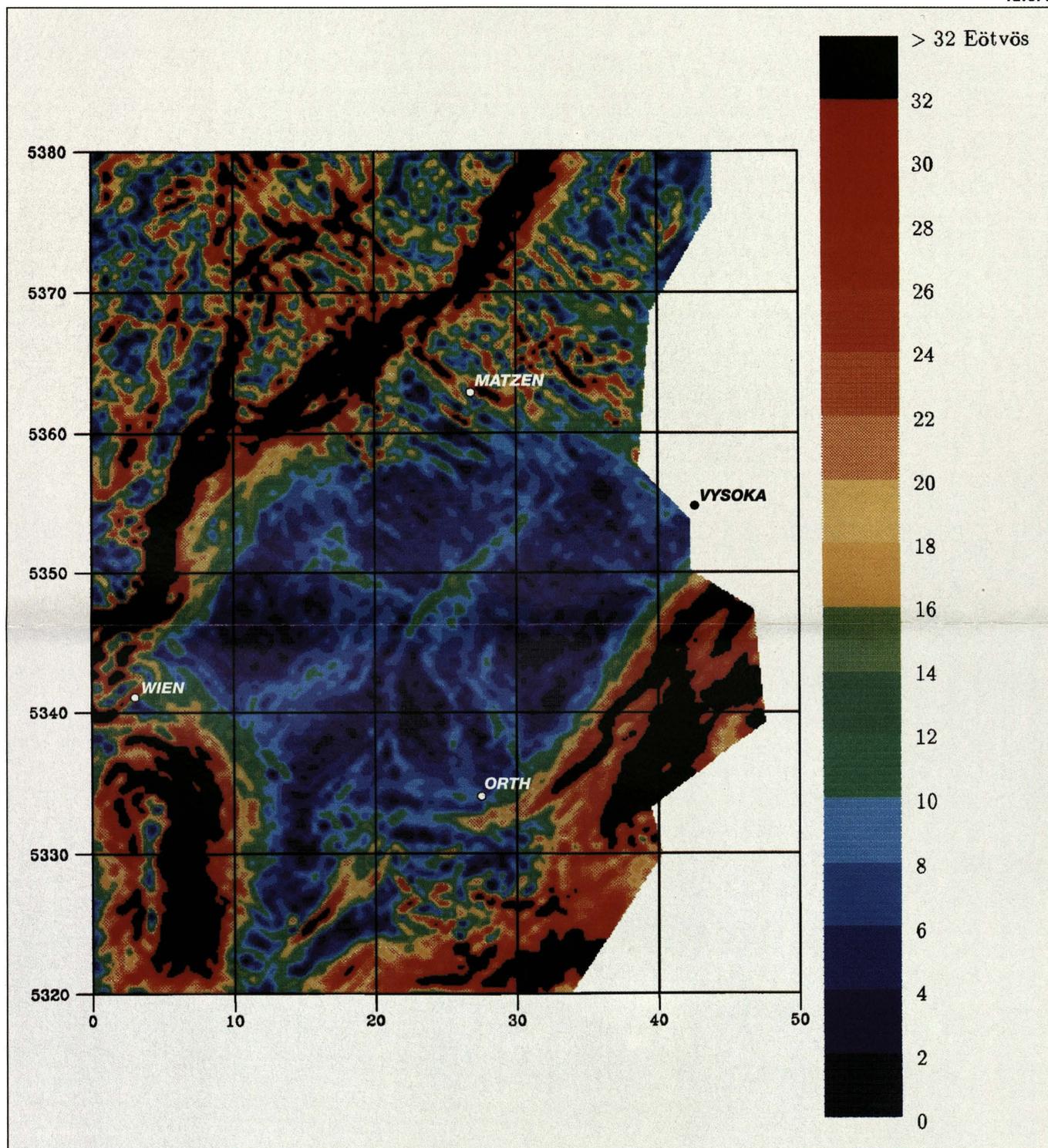
Relieffkarte mit Bezeichnung der markanten tektonischen Formen



Interpolationsraster 2×2 km; Farbintervall: 5 Eötvös

Koordinatenangabe in [km] (Gauß-Krüger M34)

Horizontalgradient der Bouguer-Anomalie im Wiener Becken



Interpolationsraster 500×500 m; Farbintervall: 2 Eötvös

Koordinatenangabe in [km] (Gauß-Krüger M34)

Horizontalgradient der Bouguer-Anomalie im Zentralbereich des Wiener Beckens