ERLÄUTERUNGEN

zu den

KARTEN ÜBER DIE MOLASSEBASIS SALZBURG – OBERÖSTERREICH

Von Arthur KRÖLL, Klaus Motschka, Bruno Meurers, Peter Slapansky, Ludwig Wagner, Godfrid Wessely & Diethard Zych†

Mit 1 Abbildung, 2 Tabellen und 4 Tafeln



Wien 2006

Eigentümer, Herausgeber und Verleger: Geologische Bundesanstalt, A 1030 Wien, Neulinggasse 38

Anschriften der Verfasser

Prof. Dr. Arthur KRÖLL Keplingergasse 4, A 1130 Wien

ao. Univ.-Prof. Dr. Bruno MEURERS Institut für Meteorologie und Geophysik Universitätszentrum II Althanstraße 14, A 1090 Wien

> Mag. Klaus MOTSCHKA Geologische Bundesanstalt Neulinggasse 38, A 1030 Wien

> Dr. Peter SLAPANSKY Geologische Bundesanstalt Neulinggasse 38, A 1030 Wien

Dr. Ludwig WAGNER Wolfersberggasse 6, A 1140 Wien

Dr. Godfrid WESSELY Siebenbrunnengasse 29/1, A 1050 Wien

Dr. Diethard ZYCH†

Alle Rechte vorbehalten

ISBN-10: 3-85316-29-8 ISBN-13: 978-3-85316-29-9

Redaktion: Arthur KRÖLL, Albert DAURER

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

Inhalt

	Vorwort (A. KRÖLL)	. 3
	Zum Gedenken an Prof. Dr. Diethard Zych †	. 3
1.	Kompilierte geomagnetische Karte und strukturelle Interpretation	
	(K. MOTSCHKA, P. SLAPANSKY)	4
	1.1. Messprogramm und Datenverarbeitung	4
	1.2. Strukturelle Interpretation	
2.	Schwerekarte (D. ZYCH, B. MEURERS)	. 8
	2.1. Datenaufbereitung	
	2.2. Geologische Beschreibung und Interpretationsgrundlagen	10
	2.3. Interpretation der Schwerekarte	11
3.	Strukturkarte und geologische Karte der Molassebasis	
	(A. KRÖLL, L. WAGNER, G. WESSELY)	14
	3.1. Einleitung	14
	3.2. Strukturkarte der Molassebasis	15
	3.3. Geologische Karte des Molasseuntergrundes	16
	3.4. Schnitt durch den Nordabschnitt der Älpen und seinen Untergrund	
	Literatur	18

Vorwort

(Arthur KRÖLL)

Das vorliegende Kartenwerk ist eine Fortsetzung der bereits vorliegenden Karten über die Molassebasis, Gravimetrie und Aeromagnetik in Niederösterreich aus dem Jahre 2001. Es handelt sich hier um den Raum zwischen Enns im Osten und Salzach im Westen. Die Nordgrenze wird vom Kontakt der Molasse mit dem Kristallin der Böhmischen Masse gebildet. Die Südgrenze ergibt sich aus dem Vorhandensein seismischer Messungen, die bei Explorationsarbeiten auf Erdöl und Erdgas vorgenommen worden sind. Im vorliegenden Kartenausschnitt kann noch mit einer geringmächtigen Molasse unter den alpinen Decken gegen Süden gerechnet werden. Die größte Molasseanhäufung liegt im geschuppten Bereich der alpinen Decken. Der südlichste durch eine Bohrung nachgewiesene Molasseanteil im vorliegenden Kartenausschnitt ist durch die Bohrung Molln 1 gegeben. Diese ist 25 km von der Flyschstirn entfernt.

Die Autoren haben versucht, die ihnen zugänglichen geophysikalischen Unterlagen und Bohrergebnisse zusammenzuführen und die Struktur und Geologie der Molassebasis darzustellen. Damit kann ein markanter Einschnitt im alpinen Geschehen einem breiteren Kreis geologisch Interessierter zugänglich gemacht werden. Die umfangreichen Daten erlauben es, den weiträumigen Molasseraum unter die alpinen Decken zu verfolgen und die Basisstruktur und deren geologischen Aufbau darzustellen. Die Kartendarstellungen fußen auf der Zusammenführung umfangreichen geologischen und geophysikalischen Datenmaterials aus der Kohlenwasserstoffexploration.

Die Berechnung und Zusammenfassung der gravimetrischen Daten erfolgte durch Prof. B. MEURERS, die der aeromagnetischen Messungen durch Prof. W. SEIBERL vom Institut für Meteorologie und Geophysik im Universitätszentrum II Wien. Die kartografische Bearbeitung hat die Geologische Bundesanstalt ausgeführt.

Die Geologische Bundesanstalt unter Leitung von Dir. HR. Prof. Dr. H.P. SCHÖNLAUB hat die Veröffentlichung des umfangreichen Datenmaterials übernommen und mit Sorgfalt und Präzision ausgeführt. Herrn Prof. H.P. SCHÖNLAUB und seinen Mitarbeitern Mag. W. STÖCKL und Mag. M. SCHIEGL sowie Dr. P. SLAPLANSKY wird von den Autoren der anerkennende Dank ausgesprochen.

Ein weiterer Dank geht an die Firmen OMV Aktiengesellschaft und RAG für die Überlassung nicht veröffentlichten Datenmaterials.

Zum Gedenken an Professor Dr. Diethard ZYCH†

Dieses Kartenwerk ist dem Gedenken an unseren Freund und Mitautor Dr. Diethard ZYCH gewidmet, der mit viel persönlichem Einsatz mitgearbeitet und mit seinem umfassenden Wissen zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen hat. Die Fertigstellung konnte er leider nicht mehr erleben. Er soll uns immer in seiner Begeisterung für die Geowissenschaft und in seiner menschlichen Größe in Erinnerung bleiben.

1. Kompilierte geomagnetische Karte und strukturelle Interpretation

(Klaus Motschka & Peter Slapansky)

1.1. Messprogramm und Datenverarbeitung

Die aeromagnetische Vermessung Österreichs fand in den Jahren 1977 bis 1982 statt, wobei das gesamte Bundesgebiet überdeckt wurde. Die Befliegung Ostösterreichs erfolgte in Zusammenarbeit der Universität Wien mit der Österreichischen Akademie der Wissenschaften und dem Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen. Als Messplattform diente ein Flächenflugzeug vom Typ Pilatus Porter des Bundesamts für Eich- und Vermessungswesen.

Dem gewünschten Auflösungsvermögen der Aeromagnetik entsprechend (GUTDEUTSCH & SEIBERL, 1987) wurde für die Messprofile ein Abstand von 2 km eingehalten. Die Befliegung erfolgte in konstanter Höhe über NN. Den topografischen Verhältnissen folgend wurde das Vermessungsprogramm in mehreren unterschiedlichen Flughorizonten durchgeführt, wobei an den Horizontgrenzen ein 5 km breiter Überlappungsbereich eingehalten wurde. Die Flughöhenbestimmung erfolgte barometrisch; als Grundlage für die Rekonstruktion des Flugweges diente die kontinuierliche Aufzeichnung des Flugweges mittels Luftbildkamera und die Ortung anhand der topografischen Karten der Republik Österreich (ÖK50).

Für die Messung des Magnetfeldes kam ein Protonenmagnetometer Geometrics G-803 zum Einsatz, welches die Totalintensität des Erdmagnetfeldes registriert. Die zeitliche Messwertfolge von 1s entspricht bei der durchschnittlich eingehaltenen Fluggeschwindigkeit von 180 km/h einer räumlichen Messwertfolge von ca. 50 m entlang der Profile.

Die Auswertung der Messwerte teilt sich in die Bearbeitung der einzelnen Flughorizonte unabhängig voneinander und die anschließende Zusammenführung zu einer gemeinsamen Darstellung aller Horizonte.

Die Datenbearbeitung der einzelnen Horizonte umfasst folgende Schritte:

- Rekonstruktion des Flugweges
- Abziehen der täglichen Variationen des Erdmagnetfeldes mit Hilfe der zeitgleich vom Observatorium Wien-Kobenzl registrierten Taggänge
- Abziehen des magnetischen Regionalfeldes mittels der Parameter des internationalen geomagnetischen Referenzfeldes (IGRF), bezogen auf die Epoche 1977.7
- Interpolation der korrigierten und reduzierten Daten auf ein regelmäßiges Raster von 2 × 2 km mittels minimum-curvature Interpolation.

Die auf diese Weise erzeugten Rasterdaten der magnetischen Anomalien von in unterschiedlichen Höhen geflogenen Horizonten sind allerdings noch nicht direkt vergleichbar, da Wellenlänge und Amplitude der Anomalien abhängig vom Flughorizont sind, also vom Abstand des Messgerätes zur Quelle des Magnetfeldes. Für die in der Beilage dargestellte Anomalienkarte wurden die unterschiedlichen Flughorizonte deshalb auf ein gemeinsames Niveau von 1600 m feldfortgesetzt (vgl. BLAUMOSER, 1991).

Die Daten sind nicht polreduziert, das heißt, dass aufgrund der Inklination des magnetischen Feldvektors die Lagen von Anomalien und Störkörpern nicht genau übereinstimmen, bzw. die Anomalien nicht senkrecht über den Störkörpern liegen.

1.2. Strukturelle Interpretation

Die Karte der magnetischen Totalintensität ist deutlich in drei Teilbereiche gegliedert:

- Der durch kleinräumige Anomalien strukturierte NE-Bereich der Karte, welcher im Wesentlichen dem Kristallin der Böhmischen Masse (Mühlviertel und Sauwald) entspricht.
- Der Zentralbereich der Karte mit der großräumigen Berchtesgadener Anomalie, die in ein Maximum und Minimum gegliedert ist und die Bereiche von Molassezone und Nördlichen Kalkalpen dominiert.
- Zwei in der SE-Ecke des Kartenblattes auftretende relativ kleine, aber sehr starke Anomalien im Grenzbereich von Grauwackenzone und Seckauer Kristallin.

Der zentrale Bereich der Karte wird von der großräumigen Berchtesgadener Anomalie beherrscht. Diese magnetischen Anomalie weist ein W–E- bis WSW–ENE-streichendes Maximum (>105 nT südöstlich von Hallein) unterhalb der Nördlichen Kalkalpen (Tennengebirge, südliches Salzkammergut bis ins Tote Gebirge) und ein dazu gehöriges vorgelagertes Minimum (<30 nT) im Bereich westlich Vöcklabruck auf, welches die dominierende magnetische Struktur im Bereich des Attergaues, Kobernaußer Waldes und Hausrucks darstellt (nördliche Flysch- und südliche Molassezone).

Diese magnetische Großstruktur wurde im Zuge der Erdölexploration in den 30er Jahren entdeckt und von GRAENGER (1954) erstmals detailliert bearbeitet. Sie hat ihre Ursache nach GRAENGER wahrscheinlich im kristallinen Untergrund unter den alpinen Deckenkörpern und der subalpinen tertiären Molasse. Die mesozoischen und jüngeren Sedimentgesteine konnten aufgrund der Messdaten kaum als mögliche Störkörper in Betracht gezogen werden (GRAENGER, 1954), was auch durch die durchwegs sehr geringen magnetischen Suszeptibilitäten dieser Gesteine in späteren Messungen bestätigt wurde (ZYCH, 1985).

Bereits in den ersten veröffentlichten Interpretationen (REICH, 1949, zitiert nach GRAEN-GER, 1954) wurden "von den Alpen überfahrene mächtige gabbroide Tiefengesteinsmassen" als Verursacher der magnetischen Anomalie vermutet.

Weitere Bearbeitungen sahen entweder basische bis ultrabasische Gesteine der Böhmischen Masse, die sich bis weit unter den Alpenkörper erstrecken, oder aber ophiolitische Gesteine einer Suturzone, eventuell Reste eines alten Ozeanbodens der Tethys, am Südrand der Europäischen Platte als mögliche Störkörper (BLEIL & POHL, 1976).

Ophiolitisches Material oder eventuell auch der Einfluss eines plutonischen Körpers, wobei offensichtlich an relativ junge Plutone (mesozoisch oder jünger) gedacht war, wurden von Pucher & Hahn (1979) als Ursache der magnetischen Anomalie in Betracht gezogen.

Erste Zusammenschauen von österreichischen und tschechoslowakischen Daten der Geomagnetik (Bodenmessungen) durch Bucha et al. (1978) und die aeromagnetische Vermessung von Österreich (GUTDEUTSCH & SEIBERL, 1987; SEIBERL, 1991) zeigten, dass die Berchtesgadener Anomalie Teil einer Zone magnetischer Anomalien am Nordrand von Alpen und Karpaten ist, die sich beginnend nördlich von Innsbruck bis in den Bereich SE Krakau erstreckt, wo sie durch die Teisseyre-Tornquist-Zone begrenzt wird (WONIK, 1992). Solche könnten als Ophiolitserien gedeutet werden, die Resten der nordpenninischen ozeanischen Kruste zuzuordnen wären (HEINZ, 1989; HEINZ & SEIBERL, 1990; GNOJEK & HEINZ, 1993; RÖMER et al., 1994).

Von Seiberl et al. (2000) wird eine Deutung der magnetischen Störkörper als Reste eines alten Basements bevorzugt, welche zwischen der variszisch konsolidierten Böhmischen Masse und der alpin-karpatischen Zone erhalten blieben. Ähnlich ist auch die Deutung für magnetische Anomalien östlich des Wiener Beckens durch Seiberl et al. (1993), GNOJEK & HEINZ (1993), BUCHA (1994) und GNOJEK & HUBATKA (2001), wobei cadomische Gesteine des Brunovistulikums als wahrscheinlichste Störkörper in Betracht gezogen werden.

Generelle Charakteristik dieser magnetischen Strukturen sind relativ flache Feldgradienten und hohe Störamplituden (SEIBERL et al., 1993). Der Feldverlauf ist im kleineren Maßstab wesentlich unruhiger, was möglicherweise auf kleine Anomalien durch lokale Störkörper zurückgeführt werden kann. So werden hochgeschürfte und obduzierte Anteile von Ophiolitmaterial als Ursache für erhöhte Magnetisierungen SW von Gosau und S bis SE von Grünau im Almtal betrachtet (HEINZ et al., 1987). Es sind z. B. Serpentinite an der tektonischen Basis der Nördlichen Kalkalpen aus der Bohrung Grünau 1 bekannt (WAGNER, 1996).

Modellberechnungen des magnetischen Störkörpers wurden als 2-D (x und z sind variabel, y wird als unendlich angenommen), 2,5-D (x und z sind variabel, y besitzt einen konstanten Wert) und 3-D (x, y und z sind variabel) Modellierungen von BLEIL & POHL (1976), PUCHER & HAHN (1979), REISNER (1988) und HÜBL (1991, zitiert nach GNOJEK & HEINZ, 1993) durchgeführt.

Die Berechnungen von BLEIL & POHL (1976) ergaben einen Störkörper, der als eine Platte mit etwa 65 km N-S-Erstreckung betrachtet werden kann, wobei die Oberkante zwischen 6 bis 9 km und die Unterkante zwischen 10 bis 20 km Tiefe (je nach angenommenem Temperaturgradienten) errechnet wurde.

Die Modellierung durch PUCHER & HAHN (1979) ergab einen flach mit etwa 4° gegen S einfallenden Störkörper mit ähnlichen Tiefenlagen. Dieser weist die Form eines Prismas, das am N- und S-Rand etwa 1700 m mächtig ist und sich im Zentrum verdickt und bis zu 11 km unter NN reicht, wobei der ebenen Oberfläche weitere 500 bis 1000 m mächtige Körper aufgesetzt sind. Es wurde angenommen, dass in der magnetischen Anomalie auch ein beträchtliches Ausmaß an remanenter Magnetisierung erhalten ist (PUCHER & HAHN, 1979).

Nach heutigem Kenntnisstand (siehe z. B. "Strukturkarte der Molassebasis") liegen diese möglichen Modellkörper deutlich zu seicht, da sie weit in die über dem kristallinen Untergrund liegenden Sedimentserien von Molasse und Nördlichen Kalkalpen hineinreichen. Es sei auch noch angemerkt, dass die Ausdehnung des zur Berchtesgadener Anomalie gehörenden Minimums im Bereich der oberösterreichischen Molassezone damals noch nicht hinreichend genau bekannt war.

Die magnetischen Störkörperberechnungen durch REISNER (1988) und HÜBL (1991) sind stark durch die tektonischen Modelle von HEINZ (1989), HEINZ & SEIBERL (1990) und GNOJEK & HEINZ (1993) beeinflusst.

Es ergab sich eine Serie von Profilschnitten durch einen in N–S-Richtung etwa 50 bis 70 km breiten Störkörper, der mit Winkeln von etwa 5 bis 20° gegen S einfällt. Die Oberkante wurde mit etwa 10 bis 12 km, die Unterkante mit 20 bis 25 km unter NN ermittelt. Die Suszeptibilitätswerte für die Modellierungen wurden für vermutetes ophiolithisches Material mit $\kappa = 75 \times 10^{-3}$ (SI), bzw. $\kappa = 28 \times 10^{-3}$ (SI) angenommen (REISNER, 1988, HÜBL, 1991).

Für alle genannten Modellrechnungen wird angenommen, dass die Unterkante des Störkörpers durch die Curie-Temperatur ($T_{\rm C}$) bestimmt ist. Das Material des Störkörpers kann sich also durchaus noch weiter gegen unten fortsetzen, es verursacht aber bei den in dieser Tiefe zu erwartenden Temperaturen keine magnetische Anomalie.

Die wesentlichen ferrimagnetischen Minerale, die derartige magnetische Anomalien verursachen können, sind die Mischkristallreihe Magnetit–Titanomagnetit (Fe_3O_4) bis $TiFe_2O_4$), Maghemit (γ - Fe_2O_3) und Pyrrhotin (FeS bis Fe_7S_8). Die Curie-Temperaturen für Magnetit liegen im Allgemeinen bei etwa 570 bis 590°C, sinken aber bei höheren Ti-Gehalten deutlich (SCHÖN, 1983; SOFFEL, 1991). Die T_C von Maghemit liegt zwischen 580 und 675°C (SCHÖN, 1983; SOFFEL, 1991), die des Pyrrhotin bei 300 bis 325°C (SCHÖN, 1983; LAWISZUS, 2000).

Bei einem zu erwartenden Wärmefluss von etwa 70 bis 90 mW/m² und einem Abtauchen der Isothermen unter den Alpenkörper (CÉRMÁK et al., 1992) ist die $T_{\rm C}$ im Bereich des Zentrums der Berchtesgadener Anomalie für Magnetit in einer Tiefe von etwa 30 km, für Maghemit in fast 40 km, für Pyrrhotin allerdings nur in etwa 15 km unter NN zu erwarten.

Insgesamt kann zusammenfassend festgestellt werden, dass die Natur der Berchtesgadener magnetischen Anomalie immer noch als wenig geklärt bezeichnet werden muss.

In der SE-Ecke der Karte liegen zwei kleine, aber sehr starke kurzwellige Anomalien. Eine befindet sich mit ihrem Maximum (>150 nT) S Liezen und dem Minimum (<20 nT) di-

rekt über Liezen und eine zweite liegt SE Admont (Maximum >150 nT, Minimum <10 nT), diese ist auf der Karte nur z.T. angeschnitten.

Die westlichere Anomalie ist mit Sicherheit mit dem Ultramafititen des Hochgrößen zu verbinden. Es handelt sich dabei um Serpentinite (überwiegend Antigorit) und amphibolitisierte Eklogite mit harzburgitischer Zusammensetzung, die zum Speik-Komplex des ostalpinen Altkristallins gerechnet werden (EL AGEED et al., 1979; FARYAD et al., 1998). Sie werden mit den Ultrabasiten von Kraubath parallelisiert und als Teile eines paläozoischen Ophiolithkomplexes betrachtet (STUMPFL & EL AGEED, 1981; NEUBAUER et al., 1989). Die begrenzenden Kontakte zu den umgebenden Ortho- und Paragesteinen des Seckauer Kristallins sind durchwegs tektonischer Natur (zur geologischen Situation siehe BACHMANN, 1964; GAMERITH, 1964, METZ, 1964). Die magnetische Suszeptibilität der Ultrabasite wurde mit 109±16×10⁻³ (SI) ermittelt ARNDT (1993).

Eine 3-D-Modellrechnung wurde durch ARNDT (1993) durchgeführt. Diese ergibt Tiefenpunkte des berechneten Modellkörpers zwischen 1700 m und –1500 m, bezogen auf NN, wobei eine deutliche Häufung zwischen 0 und 1000 m über NN auftritt. Die Feldfortsetzung vom Messhorizont (3000 m) auf den Horizont der Kartendarstellung (1600 m) erfasst die Anomalie noch scharf und es tritt kein Oszillieren der magnetischen Signale auf, woraus geschlossen werden kann, dass der wesentliche Teil des Störkörpers unter 1600 m SH liegt. Die Modellvorstellung entspricht am ehesten einem wurzellosen Körper, der möglicherweise in zwei Schuppen unterteilt ist (ARNDT, 1993).

Die östlichere Anomalie SE Admont wird in Zusammenhang mit Serpentiniten des Lärchkogels gesehen (HEINZ & HÜBL, 1988; HEINZ, 1989). Die großtektonische Implikation der zitierten Arbeiten, dass es sich bei diesen Ultrabasiten um eingeschuppte Anteile des Penninikums handelt, wird aber nach neuerem Kenntnisstand als eher unwahrscheinlich erachtet. Anhand geochemischer Untersuchungen können die Gesteine einem wahrscheinlich paläozoischem Ophiolith, entsprechend dem Speik-Komplex, zugeordnet werden (STUMPFL, 1984).

Entgegen den Darstellungen des Serpentinits als Deckscholle (MEIXNER & CLAR, 1953; FLÜGEL. & NEUBAUER, 1984) wird hier eine Deutung als fensterartig unter den Gesteinen der Grauwackenzone auftauchender Anteil des Altkristallins bevorzugt, die im Wesentlichen der Kartierung von RATSCHBACHER (1983) folgt (siehe auch EBNER & PROCHASKA, 2001).

Eine 2-D-Modellrechnung (HEINZ & HÜBL, 1988; HEINZ, 1989) ergibt einen relativ dünnen und plattenförmigen gegen NE abtauchenden Störkörper, der mindestens bis 4 km, möglicherweise bis zu 10 km nach unten verfolgt werden kann. Die magnetische Suszeptibilität wird in diesem Modell mit 7×10^{-3} (SI) angenommen, einem für Ultrabasite sehr geringen Wert.

Die NE-Ecke der Karte wird von Gesteinen der Böhmischen Masse dominiert, die gegen S unter die Sedimente der Molassezone abtauchen. Nördlich der Donau liegt das Kristallin des Mühlviertels mit lokalen tertiären und quartären Sedimentbedeckungen, südlich der Donau das Kristallin des Sauwaldes und das des Kürnberger Waldes.

Die geologische Situation ist geprägt durch einen deutlichen Übergang von einem östlicheren Bereich, der durch überwiegend variszische Plutonite und NE-SW-Streichen geprägt ist, zu einem westlicheren Bereich mit wesentlichem Anteil an variszischen Migmatiten und Anatexiten, sowie durch eine Änderung der regionalen Streichrichtung zu NW-SE bis WNW-ESE. Einen allgemeinen Überblick geben die Publikationen von FUCHS & THIELE (1968), FUCHS & MATURA (1980) und FRASL & FINGER (1991).

Das Magnetfeld ist durch relativ ruhigen Feldverlauf und geringe Magnetisierungen charakterisiert.

Die magnetischen Suszeptibilitäten dieser Gesteine wurden detailliert von JILG (1992) und LENZ et al. (1996) bearbeitet. Es zeigte sich dabei, dass die Magnetisierungskontraste innerhalb des Kristallins, abgesehen von den hohen Werten bei basischen und ultrabasischen Gesteinen, zumeist sehr gering sind. Es treten allerdings gerade bei den jüngeren Plutoniten (z. B. Feinkorngranit, Eisgarner Granit nach JILG [1992] z.T. erhöhte Suszeptibilitäten auf. Es müsste nachgeprüft werden, ob diese eventuell auf lokale Kontaktphänomene zurückgeführt werden können. Solche sind durch ARIC et al. (1997) und GNOJEK & PÄI-

CHYSTAL (1997) in benachbarten Gebieten verbreitet beschrieben. Etwas erhöhte Anteile remanenter Magnetisierung wurden im Schlierengranit des Mühlviertels sowie im Schärdinger und Peuerbacher Granit beobachtet (LENZ et al., 1996).

Zwei kleine lokale Maxima, eines 13 km NW Eferding und eines etwa 6 km E Freistadt, liegen in Bereichen von geologischen Störungszonen.

Für das Maximum NW Eferding im Bereich St. Agatha liegt eine 3-D-Modellrechnung durch ARNDT (1993) vor, die einen magnetischen Störkörper zwischen 0 und 1500 m unter NN ergibt. Eine Interpretation aufgrund der anstehenden Gesteine ist nicht möglich.

Die Anomalie E Freistadt liegt nahe St. Oswald. Sie wurde auch in der Hubschraubergeophysik als markante Anomalie erfasst (SEIBERL & HEINZ, 1988).

Die großen Störungszonen, die den Bau des Kristallins wesentlich prägen, sind im magnetischen Muster deutlich nachzuvollziehen. Es handelt sich um ein konjugiertes System von Störungszonen, bei denen es sich um duktil bis spröd deformierte Scherzonen handelt. Diese werden als überwiegend spätvariszisch, z.T. auch nachvariszisch reaktiviert interpretiert. Es besteht ein NW–SE-streichendes dextrales System (Pfahl-Störungszone, Donau-Störungszone) und ein NE–SW-streichendes sinistrales System (Rodel-Störungszone, HEINZ [1990]; HANDLER et al. [1991]; WALLBRECHER et al. [1993, 1994]; BRANDMAYR et al. [1995]).

Die NW-SE-verlaufende Störungslinie des Bayerischen Pfahls wird über weite Strecken von einem maximal 6 km breiten Gesteinszug begleitet, der aus einer Wechsellagerung von lithologisch höchst variablen syenitischen Gesteinen und Amphibolitlinsen besteht (CHRISTINAS, 1982). Diese werden mit einer Lokalbezeichnung als "Palite" bezeichnet. Sie sind stets mylonitisch oder blastomylonitisch überprägt. Der strukturelle Aufbau dieses Gesteinszuges wird als lokale mechanische Durchbewegung und Durchmischung von basischen (Amphibolite) und granitischen, granodioritischen bis syenitischen Gesteinen gedeutet (CHRISTINAS, 1982). Derartige Gesteine könnten ebenfalls magnetische Anomalien bewirken.

Detailliertere Interpretationen der Magnetikdaten, etwa über Tiefenlage, Einfallen etc. der Strukturen, müssten mit mathematischen Modellierungen einhergehen, alles andere wäre reine Spekulation.

Das im Bereich des Alpenvorlandes erbohrte Kristallin im Untergrund von Molasse- und Flyschzone ist dem Moldanubikum zuzuordnen (WIESENEDER et al., 1976). Es handelt sich überwiegend um Paragneise, Migmatite, Granodiorite und Granite, die Ähnlichkeiten mit Graniten des Sauwaldes oder dem Schärdinger Granit aufweisen (WIESENEDER et al., 1976). Diese Gesteine kommen aufgrund ihrer relativ niedrigen magnetischen Suszeptibilität, die im Vergleich mit lithologisch ähnlichen Gesteinen zu erwarten ist, allerdings ebenfalls nicht als Ursache der erhöhten Magnetisierung im Untergrund in Frage.

2. Schwerekarte

(D. ZYCH, B. MEURERS)

2.1. Datenaufbereitung

Die vorliegende Schwerekarte basiert auf Datensätzen verschiedener Institutionen. Die Stationen im Bereich der Böhmischen Masse sind Teil einer zwischen 1983 und 1991 durchgeführten gravimetrischen Landesaufnahme (MEURERS et al., 1991). Die im Bereich der Molasse sowie des Flysch und der Kalkalpen gelegenen Stationen wurden hauptsächlich von der OMV-Aktiengesellschaft zur Verfügung gestellt (ZYCH, 1988). Aus der Schweredatenbank der OMV-Aktiengesellschaft wurde dazu die dem jeweiligen Maschenpunkt eines vorgegebenen Rasters am nächsten gelegene Station entnommen. Weitere Stationen in diesem Bereich wurden zwischen 1978 und 1996 im Rahmen der gravimetrischen Landesaufnahme und verschiedener Detailuntersuchungen erfasst (MEURERS et al., 1987; MEURERS, 1993; WALACH, pers. Mitt.). Die Daten haben somit unterschiedliche Genauigkeit

und basieren auf verschiedenen Reduktionsalgorithmen. Zum Zweck der Homogenisierung mussten daher die Daten der OMV-AG transformiert und mit modernen Korrekturverfahren neu bearbeitet werden, da ein Niveau- und Maßstabsunterschied zwischen dem OMV-Schwerebasisnetz und dem heute verwendeten österreichischen Absolutschweregrundnetz (ÖSGN) besteht und sich außerdem das Reduktionssystem der OMV-Auswertung sowohl hinsichtlich der Normalschwere- und Niveaukorrektur als auch der Massenkorrekturen von den heute verwendeten Reduktionsmethoden (Absolutschweresystem, Geodätisches Referenzsystem 1980 sowie sphärische, hochauflösende Massenkorrektur bis 167 km) unterscheidet. Daher erfolgte zunächst die Transformation des OMV-Schweresystems in das Absolutschweresystem (ÖSGN) durch folgende Gleichung:

$$g_{OSGN} = g_{Basis,OMV} + \Delta g_{Basis} + f \times \Delta g_{OMV}$$

Die Additionskonstante Δg_{Basis} und der Multiplikationsfaktor f resultieren aus einer Ausgleichung zahlreicher Verbindungsmessungen zwischen OMV-Basisnetz und ÖSGN mittels LSQ-Verfahren (MEURERS, 1992).

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 direkt die Berechnung der Normalschwere in beliebiger Höhe erlaubt. Die Massenkorrekturen der Schweredaten des OMV-Datensatzes setzen sich aus der topografischen Reduktion bis zu einer Stationsdistanz von nur 20 km und der Gravitationswirkung einer unendlich ausgedehnten, ebenen Bouguerplatte zusammen. Zur Herstellung der Kompatibilität mit den neuen Schweredaten wurde daher die sphärische Ergänzung der topografischen Korrekturen auf die Hayford-Zone O2 (167 km) mit der Standarddichte von 2.67 gcm⁻³ berechnet sowie eine auf die gleiche Zone begrenzte sphärische Bouguerplatte verwendet (MEURERS, 1992).

Außerhalb des österreichischen Staatsgebietes liegen keine Punktdaten vor. Zur Interpolation des Schwerefeldes konnte auf einen Datensatz des Bayerischen Geologischen Landesamtes (GEISS, pers. Mitt.) zurückgegriffen werden. Er wurde durch Digitalisierung des Bayerischen Teils der Bouguerschwerekarte Deutschlands in einem engmaschigen Raster (500 m) gewonnen. Der Vergleich unmittelbar benachbarter Stationen aus diesem und dem österreichischen Datensatz zeigt einen kontinuierlichen Übergang. Da keine Information über die dieser Karte zu Grunde liegenden Stützstellen im Grenzbereich Deutschland/Österreich vorliegen, wurden trotzdem nur Daten außerhalb eines etwa 23 km breiten Streifens entlang der Grenze berücksichtigt. Der komplette aus 6335 Stationen bestehende Datensatz ist in Tafel 1 dargestellt.

Die Interpolation der gesamten Schwerekarte erfolgte durch Anwendung eines "minimum curvature"-Algorithmus (BRIGGS, 1974) auf der Grundlage der in Tafel 1 gezeigten Stationsverteilung, deren mittlere Punktdichte auf österreichischem Staatsgebiet insgesamt 1 Station pro 4 km² beträgt. Zur Berechnung der Horizontalgradienten-Verteilung (Tafel 2) wurde das Verfahren von SÜNKEL (1980) verwendet, das im Zuge der Interpolation durch bikubische Splinefunktionen die direkte Berechnung der Horizontalgradienten des Schwerefeldes erlaubt. Als Interpolationsgitter wurde ein 1×1 km Raster verwendet.

Das Regionalfeld der Bouguerschwere wird wesentlich auch durch den Tiefenverlauf der Kruste-Manteldiskontinuität (Mohorovicic-Diskontinuität, Moho) geprägt. Er ist im Staatsgebiet von Tschechien, der Slowakei sowie in Österreich entlang des Alpenhauptkammes auf Grund seismischer Messungen relativ gut bekannt (ALBU et al., 1989) und zeigt gute Übereinstimmung mit der von GIESE & PRODEHL (1986) publizierten Tiefenkarte, die nach Westen hin an jene von ALBU et al. (1989) anschließt. Im Untersuchungsgebiet selbst ist der Tiefenverlauf der Moho durch seismische Messungen allerdings nicht erfasst. Unter der Annahme, dass keine lokalen Undulationen auftreten, lässt sich die Moho auf der Grundlage der oben genannten Tiefenkarten durch Interpolation modellieren (MEURERS, 1990). Die Gravitationswirkung des entsprechenden Zweischicht-Modells wurde unter Annahme eines Dichtekontrastes von 0.4 gcm⁻³ zwischen Unterkruste und oberem Erdmantel mit dem FFT-

Algorithmus von PARKER (1972) berechnet und von der Bouguer-Schwere subtrahiert. Tafel 3 stellt die so bearbeitete Schwereverteilung dar, in der viele Strukturen aus dem oberen Krustenbereich wesentlich markanter hervortreten.

2.2. Geologische Beschreibung und Interpretationsgrundlagen

Die Schwerekarte "Molassezone Salzburg – Oberösterreich" schließt an die bearbeitete Schwerekarte "Molassezone Niederösterreichs und der angrenzenden Gebiete" (ZYCH & MEURERS, 2001) an unter Berücksichtigung einer östlichen Überlappungszone im Bereich Enns – Steyr. Der Sporn des Kristallins der Böhmischen Masse (BM) in der Schwerekarte "Molassezone Niederösterreichs und benachbarte Gebiete" hat seine südliche Begrenzung im Bereich Ybbs a.d. Donau. Da die Streichrichtung des anstehenden Kristallins WWN verläuft, ergibt sich für die Molassezone Oberösterreich – Salzburg eine Zunahme der Molassezone gegen Westen hin von 20 auf 40 km.

Der dargestellte und interpretierte Bereich der Schwerekarte "Molassezone Salzburg – Oberösterreich" beinhaltet nicht nur die Molassezone, sondern auch im Norden den südlichen Anteil des Kristallins der BM von Linz bis Schärding. Gegen Süden hin folgen die Molasse- und Flyschzone sowie der nördliche Kalkalpenbereich. Im Westen an der Staatsgrenze zu Deutschland wird Nord–Süd beginnend von Braunau – Salzburg – Hallein und Werfen der topografische Raum bis zur Ostbegrenzung Enns – Steyr – Admont erfasst.

Die Isoliniendarstellung erfolgte in Intervallen von 2mGal. Die Stationsdichte ist für eine Regionalbearbeitung ausreichend. Tafel 1 zeigt, dass trotz teils schwieriger topografischer Ausgangslage im südlichen Teil (Kalkalpen) durchschnittlich drei Stationen pro 5 km² zu liegen kommen. Eine Ausnahme bildet im Norden des Kartenblattes der Molasserand zur BM hin mit bis zu 14 Stationen pro 5 km².

Die Interpretation stützt sich auf vorliegende Untersuchungen des prätertiären Untergrundes der Molasse (WEBER et al., 1978) und seiner Tektonik (WAGNER & WESSELY, 1993) und auf geologische Profile (KOLLMANN [1980]; KOLLMANN et al. [1987]; NACHTMANN & WAGNER [1987]) sowie auf die in diesem Band vorgestellte Strukturkarte der Molassebasis im Bereich Salzburg – Oberösterreich (KRÖLL et al., 2002). Diese Ergebnisse können teilweise für Vergleiche mit der Schwerekarte und zu ihrer individuellen Interpretation herangezogen werden. Es sei darauf hingewiesen, dass die tektonische (WAGNER & WESSELY, 1993) bzw. die Strukturkarte der Molassebasis (KRÖLL et al., 2002) unter Berücksichtigung von seismischen Untersuchungen und Aufschlussbohrungen, die den Festlandsockel der BM erreicht haben, entstanden sind, und dadurch gegenüber der potentialtheoretischen Darstellung eine differenziertere Auflösung erlauben. Die Tiefenlinien und die Tektonik stimmen teilweise mit den Anomalien der Schwerekarte überein. Zum tektonisch-morphologischen Überblick und zur Festlegung von Dichteprovinzen wurde die geologische Karte Österreichs (GBA, 1999) sowie eine Detailkarte aus dem Bereich Hallein (PLÖCHINGER et al., 1990) verwendet.

Die kristallinen Gesteine der BM bilden den Untergrund des Molassebeckens von Oberösterreich und Salzburg, das einen Teil der alpinen karpatischen Vortiefe darstellt und zumeist aus Graniten, Gneisen, Granuliten und Schiefern besteht. Diese Gesteine sind teilweise von mesozoischen Sedimenten bedeckt, was bei Tiefenabschätzungen des Beckenuntergrundes zu berücksichtigen ist. Zusätzlich ist zwischen Tonen und Mergeln und dolomitisierten Sandsteinen zu unterscheiden. Diese Plattform sinkt nach Süden ab und bildet das Fundament für alle nach Süden folgenden jüngeren Einheiten. Die Absenkung erfolgt nicht einheitlich, sondern es kommt zu Bruch-, Becken- und Schwellenbildungen, die in der Schwerekarte gut erkenntlich sind.

Die Molassezone mit den Ablagerungen aus dem alten Kontinentalsockel der BM und den Alpen im Süden besteht aus Sanden, Tonen und Mergeln und überstreicht den Bereich Braunau – Mattighofen im Westen bis Enns – Steyr im Osten (KOLLMANN & MALZER, 1980; NACHTMANN & WAGNER, 1987; MALZER et al., 1993).

Am Südrand der Molassezone schließt die Flyschzone mit vorgelagertem, aufgeschupptem Helvetikum an, deren Nord-Süd-Erstreckung im Westen 15 km und ab Blattmitte gegen Osten bei 10 km liegt. Die Profilschnitte von Kollmann (1980) und Kollmann et al. (1987) zeigen die Situation im Stirnbereich des Flysch an. Die Gesteine bestehen aus Sandstein und Tonschiefern in mannigfaltiger Wechsellagerung. Diese vorgelagerte untere und obere Schuppenzone mit deren Dichtekontrasten zur Molasse und dem überlagernden Flysch muss bei Detailinterpretationen berücksichtigt werden.

Die im Süden anschließende Kalkalpenzone überstreicht den Bereich von Salzburg bis Werfen und gegen Osten des Kartenblattes jenen von Ternberg bis Admont. Sie resultiert aus der Überlagerung mehrerer Decken und besteht vorwiegend aus Dolomiten und Kalken, dazwischen geschalteten Mergeln, Tonschiefern und Sandsteinen (WESSELY, 1991).

2.3. Interpretation der Schwerekarte

Der Isanomalenverlauf der Schwerekarte spiegelt deutlich den Einfluss der geologischen Zonen wider. Im Norden des Kartenblattes ist der Übergang der Molassezone zum ausbei-Benden Grundgebirge der BM durch lokale positive und negative Anomalien gekennzeichnet. Sie werden durch den Dichtesprung zwischen Molasse und Kristallin hervorgerufen und durch das unterschiedlich starke Abtauchen der Molassebasis bzw. durch das Auftreten von Randbuchten mit Sandanreicherungen geprägt. Der positive regionale Anomaliensporn der BM NNW von Linz ist deutlich sichtbar. Er streicht SSE und ist in der Strukturkarte der Molassebasis Salzburg – Oberösterreich (KRÖLL et al., 2002) als Horst mit begrenzender Tektonik ausgeschieden, der Richtung Kronsdorf West zieht. Die Tektonik der westlichen Horstbildung lässt sich im Schwerebild in der BM nördlich von Linz West weiter nach Norden hin verfolgen. In der bezüglich der Wirkung der Krusten-Mantelgrenze abgedeckten Schwerekarte (Tafel 3) ist diese positive Anomalie als hervorspringendes Element ausgeprägt. Gegen Westen anschließend ergeben sich die Buchten nördlich von Eferding und nördlich von Grieskirchen als negative Lokalanomalien. NNW Grieskirchen im Bereich des anstehenden Kristallins befindet sich ein positiver Anomaliensporn, der von den negativen Anomalien bei Grieskirchen Nord bzw. nördlich Haag begrenzt wird. Letztere könnte als Grabenstruktur gedeutet werden, die im Süden durch einen antithetischen Bruch begrenzt wird.

Im Bereich Schärding verschiebt sich die Ausbisslinie des Kristallins in Richtung Nord. Lokale negative Anomalien sowie Isolinienscharungen deuten aufgefiederte, NW-SE-streichende tektonische Linien an. Deutlich ist die Trennung zwischen BM und Molassezone in der Horizontalgradientenverteilung (Tafel 2) ersichtlich.

Das Molassebecken ist eher durch langwellige, großräumige Anomalien geprägt, die von lokalen Anomalien überlagert werden. Auffallend ist dabei die deutliche Divergenz zwischen dem generellen Streichen der Isanomalen und den in der Strukturkarte der Molassebasis (KRÖLL et al., 2002) ausgewiesenen Tiefenlinien der Molassebasis. Der regionale Trend muss daher seine Ursache in Dichteunterschieden im kristallinen Grundgebirge mit seinen mesozoischen Auflagerungen oder tieferen Stockwerken der Kruste haben, da er im Bereich der Molasse selbst durch den Verlauf der Krusten-Mantelgrenze nur wenig beeinflusst wird. Die in der Strukturkarte der Molassebasis (KRÖLL et al., 2002) sichtbaren tektonischen Elemente wie syn- und antithetische Brüche und Strukturen lassen sich daher nur stellenweise mit lokalen Anomalien in Verbindung bringen. Zwei Beispiele sind die Begrenzung der Rieder und Voitsdorfer Struktur. Die in der Karte von KRÖLL et al. (2002) auftretenden Brüche zeigen im Allgemeinen nur relativ geringe Versatzhöhen (<100 m), so dass mit Schwereanomalien von maximal 1-2 mGal gerechnet werden kann. Daher erfordert die Analyse von Details wie z.B. die Veränderung der Versetzungshöhe zum Rand eines Bruches hin eine wesentlich höhere Messpunktdichte. Außerdem werden bestimmte Strukturtypen wie z.B. stratigrafische Ausbildungen durch Potentialverfahren grundsätzlich nur schwer erfasst. Eingehend wurde auf auftretende antithetische Brüche mit ihrem klassischen Erscheinungsbild in der Themenkarte "Molasse Niederösterreichs und angrenzender Gebiete" (ZYCH & MEURERS, 2001) bereits hingewiesen.

Vier großräumige Elemente beherrschen das Schwerebild in der Molassezone: die negative Anomalie Braunau – Vöcklamarkt, die positive Anomalie von Braunau – Mattighofen, die negative Anomalie Wels – Bad Hall, sowie die NW–SE-streichende Isanomalenscharung im Mittelteil der Karte zwischen Ried und Wels. Diese ersten drei Bereiche sind in der bezüglich der Moho-Wirkung abgedeckten Schwerekarte (Tafel 3) besonders deutlich ausgeprägt.

Die erste negative Anomalie verläuft, vom Bayerischen Raum her kommend, über Braunau Ost Richtung Vöcklamarkt, wo sie am stärksten zu Tage tritt. Diese Anomalie gehört zu einer großräumigen Struktur, die WEBER et al. (1978) als "Braunauer Becken" bezeichnen. Nach Nachtmann & Wagner (1987) besteht sie im nördlichen Teil aus einem Kristallinbecken mit Jura- und mächtiger Kreideauflagerung. Ihr Ostrand verläuft zunächst NNW-SSE, schwenkt westlich von Ried in N-S-Richtung und ist in der Schwerekarte, besonders deutlich aber in Tafel 3, durch eine Isolinienscharung zu erkennen. Damit bildet er sich auch in der Horizontalgradientenverteilung (Tafel 2) ab. Die westliche Begrenzung ist nicht so stark ausgeprägt wie die östliche. In der Schwerekarte liegt sie an der nordöstlichen Flanke einer positiven Anomaliennase bei Mattighofen - Braunau. Wenngleich als Ursache der Anomalie laterale Dichteunterschiede in oder unterhalb der Basis anzusehen sind, ist der Ostrand aber auch als tektonisches Element in der Strukturkarte der Molassebasis (KRÖLL et al., 2002) sichtbar. Das könnte ein Hinweis darauf sein, dass Letzteres mit der lateralen Dichteänderung im Zusammenhang steht. Gegen SW hin folgt im Anschluss an das Kristallinbecken eine jurassische Hochzone mit der zentralen Schwellenzone. In diesen Teil fällt die positive Anomalie von Braunau - Mattighofen, die im Bereich Mattsee an der Flysch-Grenze ihre positivsten Werte erreicht (siehe auch Tafel 3). Zusätzlich treten in den beschriebenen regionalen Anomalienbereichen lokale Anomalien mit mehr oder weniger ausgeprägtem Charakter auf, z.B. Mattighofen E und SE, Laufen N und NE.

Nach Osten hin folgt vor der negativen Anomalie von Wels – Bad Hall ein Block von NW-SE-streichenden Isoanomalen, der sich im Süden bis an die Flysch-Grenze nördlich von Altmünster – Pettenbach verfolgen lässt. In diesem Bereich liegt nach WEBER et al. (1978) das "Ried-Schwanenstadt-Becken", wo von NACHTMANN & WAGNER (1987) südlich von Ried und nördlich von Schwanenstadt eine geringere Kreidebedeckung als westlich von Ried ausgeschieden wird. Dieser Block bildet die nordöstliche Begrenzung der negativen Anomalie von Braunau – Vöcklamarkt (Tafel 3). Lokale positive und negative Anomalien, die von der starken Gradientenzone maskiert werden, deuten auf kleinräumige tektonische Strukturen wie z.B. antithetische Bruchbildungen. Bei Haag tritt eine engere Isanomalenscharung auf, die mit der im geologischen Schnitt von NACHTMANN & WAGNER (1987) ausgewiesenen Bruchtektonik zusammenfällt.

Die vierte regionale Anomalie zwischen Wels und Bad Hall hat ihren Ausgangspunkt nördlich von Pettenbach. Sie streicht über Wels Ost in Richtung Nord und wird westlich und östlich jeweils von einer positiven Anomaliennase eingerahmt. Nach Weber et al. (1978) wird dieser Raum als "Bad Haller Becken" bezeichnet. Diese negative Anomalie wird im Süden von einer der Flyschstirn vorgelagerten positiven Anomaliennase begrenzt, die von Steyr über Bad Hall und Voitsdorf Richtung Pettenbach streicht. Ihre Nordflanke ist tektonisch abgegrenzt, worauf die Strukturkarte der Molassebasis (KRÖLL et al., 2003) hinweist, und schließt das Feld von Voitsdorf nach Norden ab. Im Nordosten der Bad Haller Anomalie geht man davon aus, dass Letztere durch den N–S-verlaufenden Anomaliensporn von Linz von der negativen Anomalie von Kronsdorf getrennt wird, die von ZYCH & MEURERS (2001) beschrieben wird.

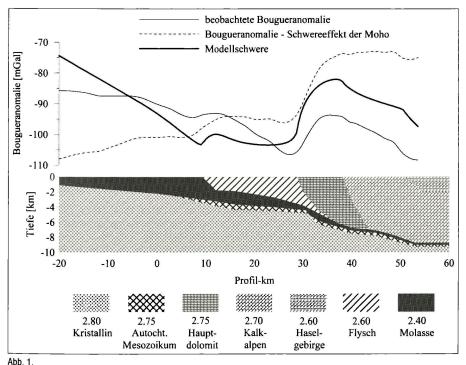
An die Molassezone schließt im Süden die Flyschzone mit vorgelagertem und aufgeschupptem Helvetikum an. Ihre N-S-Erstreckung liegt im Westen bis zur Blattmitte im Schnitt bei 15 km, im Osten bei 10 km. Ihre nördliche Grenze tritt im Schwerebild trotz des Dichtekontrastes zwischen Molasse und Flysch nicht in Erscheinung. Der westliche Teil der Flyschzone ist geprägt durch die positive Anomalie von Mattsee. Im Vorfeld der Kalkalpenstirn treten zwischen Mondsee und Steinbach sowie bei Altmünster lokal negative Anoma-

lien auf. Für den östlichen Teil der Flyschzone lässt sich eine Zuordnung der dort vorhandenen Anomalien nicht treffen.

Eine deutliche Zäsur erscheint im Schwerebild an der Grenze zwischen Flysch und Kalkalpen. Sie ist insbesondere auch im Horizontalgradientenverlauf deutlich erkennbar (Tafel 2). Deutlicher als in der Schwerekarte lässt sich diese Grenze in der bezüglich der Mohowirkung korrigierten Schwere (Tafel 3) verfolgen. An der Kalkalpenstirn treten mehrere positive Anomalien regionalen Charakters auf. Sie sind in erster Linie mit dem Dichtekontrast zwischen Flysch und Kalkgesteinen in Zusammenhang zu bringen. Die engen Isolinienscharungen lassen auch Bruchtektonik als Ursache nicht ausschließen. Unterbrochen werden sie durch negative Anomalien wie die von St. Gilgen und Grünau – Windischgarsten. Am Südrand des Kartenblatts tritt im Bereich von Gosau eine negative Anomalie regionalen Charakters auf (Tafel 3), an deren Nordflanke die Lammertal-Störung verläuft. Als tektonische Linien sind außerdem besonders das Salzachtal und das Ennstal in Form einer Kette lokaler negativer Anomalien sichtbar. Erwähnenswert ist auch eine N–S-verlaufende negative Anomalie nördlich und südlich von Windischgarsten, für die derzeit noch keine geologische Interpretation vorliegt.

Im westlichen Bereich der Schwerekarte wurde ein Schwereprofil zwischen Mattighofen und Golling näher untersucht (Abb. 1). Das Modell beruht auf einem vereinfachten geologischen Profil von KRÖLL (pers. Mitt., 2003), wobei die Zuweisung der Dichte zu den lithologischen Einheiten auf Grund von Erfahrungswerten in diesem Raum erfolgte (Tab. 1).

Abb. 1 zeigt die Modellschwere im Vergleich zur beobachteten Bougueranomalie sowie zur bezüglich der Mohowirkung korrigierten Schwere. Es ergeben sich generell zu beiden Vergleichsschweren erhebliche Unterschiede vor allem im regionalen Verlauf. Die Ursache liegt in lateralen Dichteänderungen zwischen Molassebasis und Moho, die in diesem Modell auf Grund fehlender "constraints" nicht erfasst werden können. Allein in den Gesteinen der



ADD. 1. Modellschwere im Vergleich zur beobachteten Bougueranomalie sowie zur bezüglich der Mohowirkung korrigierten Schwere.

Kristallinbasis sind Schwankungsbreiten zwischen 2,60 und 2,90 gcm⁻³ möglich. Darüber hinaus verlaufen die Isanomalen der bezüglich der Mohowirkung korrigierten Schwere im nördlichen Abschnitt des Profils nicht mehr senkrecht auf die Profilrichtung. Damit wird eine Grundvoraussetzung für die zweidimensionale Modellrechnung verletzt, und man kann in diesem Bereich auch aus diesem Grund keine optimale Anpassung erwarten. Dagegen wird, von Unter-

Tabelle 1. Dichteverteilung der lithologischen Einheiten.

Einheit	Dichte [gcm ⁻³]
Molasse	2,40
Flysch	2,55
Haselgebirge	2,60
Kalk	2,70
Hauptdolomit	2,75
Autochthones Mesozoikum	2,75
Kristallin	2,80

schieden im regionalen Trend abgesehen, der Bereich ab dem Einsetzen des Flysch und der Kalkalpen nach Süden hindurch das Dichtemodell ausreichend gut wiedergegeben.

3. Strukturkarte und geologische Karte des Molasseuntergrundes

(Arthur KRÖLL, Ludwig WAGNER & Godfrid WESSELY)

3.1. Einleitung

Als Molassezone wird im Tertiär ab dem Obereozän die nördliche Vortiefe des Alpen-Karpaten-Orogens bezeichnet. Der an der Oberfläche anstehende Anteil der Molassezone von Oberösterreich und Salzburg wird im Norden von der Böhmischen Masse begrenzt (MALZER et al., 1993; WAGNER, 1996, 1998; KRÖLL et al., 2001), im Süden ist sie von den Helvetikum-, Flysch- und Kalkalpendecken weiträumig überschoben.

Die känozoischen Sedimente der Molasse werden in drei tektonische Einheiten unterteilt (STEININGER et al., 1986). Die relativ ungestörten Sedimente der autochthonen Molasse liegen auf dem Mesozoikum und Kristallin des europäischen Schelfs am Rand der Böhmischen Masse. Die allochthone Molasse setzt sich aus den südlichen Molassesedimenten zusammen, die in das alpine Deckensystem mit einbezogen sind. Die parautochthone Molasse umfasst die Molassesedimente, die auf den alpinen Decken und Schuppen abgelagert und weiter verfrachtet wurden. Dazu gehört auch die "Inneralpine Molasse".

Die Kenntnisse über den geologischen Aufbau der Molassezone und ihres Untergrundes beruhen im Wesentlichen auf den Aufschlusstätigkeiten im Bergbau für die Exploration der Kohlenwasserstoffe, der Kohlegewinnung und dem Abbau von Massenrohstoffen wie Schotter und Sande. Aus dem tertiären Anteil der oberösterreichischen Molasse wurden bereits 1891 bei Wels das erste Gas und seit 1906 das erste Öl in Leoprechting bei Taufkirchen an der Pram gefördert. Die Kohle wurde seit der 2. Hälfte des 18. Jahrhunderts bergmännisch abgebaut.

Mit dem Einsatz der seismischen Messungen begann im Jahre 1950 die flächenhaften Erkundung des tieferen Untergrundes. Die geophysikalischen Messungen wurden intensiv mit Reflexions- und Refraktionsseismik, mit Gravimetrie, Magnetik, Tellurik und Bohrlochgeophysik angewandt und werden mit den verfeinerten Methoden der 3D-Seismik fortgeführt.

Die Tiefbohrtätigkeiten der Rohöl-Aufsuchungs AG begannen 1955 mit den Aufschlussbohrungen Puchkirchen 1 (P1) in der autochthonen Molasse (Molassebasis bei –2128 m) und Bad Hall 1 (BH1) mit Anteilen in der allochthonen Molasse (Molassebasis bei –1730 m). Mit der Bohrung Puchkirchen 1 ist der erste wirtschaftliche Ölfund in der oberösterreichischen Molasse gelungen. Die Tiefbohrung Kirchham (KH1) hat 1956 als erste in diesem Gebiet die Molasse unter den Flysch- und Helvetikumdecken durchbohrt (Molassebasis bei –3032 m). Bisher haben auf diesem Kartenabschnitt 15 Bohrungen der RAG und OMV die Molassebasis unter den alpinen Helvetikum-, Flysch- und Kalkalpendecken erreicht. Die Bohrung Perwang 1 (PE1) hatte im Jahre 1956 erstmals mehrere Molasseschuppen innerhalb der Molassesedimente nachgewiesen und die Kalkalpendecken wurden in den Jahren

1985/86 durch die Österreichische Mineralölverwaltungs AG mit der Bohrung Grünau 1 erstmals durchteuft (Molassebasis bei –4888 m).

Die Informationsdichte liegt in der Vorlandmolasse wesentlich höher als im Bereich der überschobenen Molasse. Das enge seismische Untersuchungsnetz und die Vielzahl der Tiefbohrungen geben der Struktur- und Tiefendarstellung eine höhere Aussagekraft im Vergleich zur überschobenen Molasse. Das starke Geländerelief in dieser bringt nicht nur technische Schwierigkeiten, sondern mindert teilweise auch die Qualität der seismischen Messungen. Dazu kommt ein zum Teil sehr heterogener Geschwindigkeitsaufbau der alpinen Decken.

Trotz der Einschränkungen konnte die Molassebasis flächenmäßig in Struktur- und Tiefenlage im Zusammenführen aller geophysikalischen Messergebnisse auch im überschobenen Gebiet verfolgt und dargestellt werden. Die Auflösung der seismischen Messungen sinkt naturgemäß mit zunehmender Tiefe und birgt somit für einzelne Bereiche eine gewisse Unsicherheit.

3.2. Strukturkarte der Molassebasis

Die Struktur der Molassebasis entspricht der Oberkante des aus Kristallin, Paläozoikum und Mesozoikum bestehenden Untergrundes der Molasse. Sie fällt auf diesem Kartenblatt wie auf den benachbarten Gebieten Niederösterreich und Bayern kontinuierlich von der anstehenden Böhmischen Masse nach Süden unter die alpinen Decken ein. Die aus der mesozoisch-paläozoischen Überdeckung auftauchenden Kristallinrücken der Zentralen Schwellenzone (Landshut-Neuöttinger Hoch) oder das Paläohoch von Kirchdorf – Bergern zeichnen sich an der Tertiärbasis nur als eine leichte Verflachung ab. Nichtsdestoweniger beeinflussen diese Untergrundstrukturen die tertiären Ablagerungsbedingungen.

Tabelle 2.
Ausgewählte geologische Kurzprofile mit überschobener Molasse unter den alpinen Decken.

Molin 1 (MOL 1)	0–4671 m	Kalkalpen ohne Flysch und Helvetikum
1987/88	–5277 m	Autochthone Molasse
Seehöhe 385 m	–5604 m	Autochthones Mesozoikum
ca. 25 km S der Flyschstirn	–5618 m	Kristallin der Böhmischen Masse
Grünau 1 (GRÜ 1) 1985/86 Seehöhe 535 m ca. 15 km S der Flyschstirn	0–1960 m -3445 m -4888 m -5173 m -5209 m	Kalkalpin Klippenzonen Molasse Autochthones Mesozoikum Kristallin der Böhmischen Masse
Aschach 1 (AS 1)	0–2175 m	Flysch und Helvetikum
1968	–2700 m	Allochthone und Autochthone Molasse
Seehöhe 506 m	–2749 m	Autochthones Mesozoikum
ca. 6 km S der Flyschstirn	–2766 m	Kristallin der Böhmischen Masse
Kirchham 1 & 1b (KH1)	0–1367 m	Flysch und Helvetikum
1965, 1980	–3032 m	Allochthone und Autochthone Molasse
Seehöhe 480 m	–3227 m	Autochthones Mesozoikum
ca. 1 km S der Flyschstirn	–3244 m	Kristallin der Böhmischen Masse
Regau 1 (REG 1)	0–1840 m	Flysch und Helvetikum
1980/81	–3600 m	Allochthone und Autochthone Molasse
Seehöhe 602 m	–3897 m	Autochthones Mesozoikum
ca. 1 km S der Flyschstirn	–3918 m	Kristallin der Böhmischen Masse
Oberhofen 1 (OBHF 1)	0–2180 m	Flysch und Helvetikum
1981/82	–3688 m	Allochthone Molasse
Seehöhe 789 m	–4391 m	Autochthone Molasse
ca. 5 km S der Flyschstirn	–4597 m	Autochthones Mesozoikum; Basis nicht erreicht

Im Molasseuntergrund setzt sich das von der Oberfläche in der Böhmischen Masse her bekannte konjugate NW–SE- und NE–SW-gerichtete Bruchsystem fort. Dieses Bruchsystem wurde bereits im Paläozoikum angelegt. Im Unteren Jura, in der Unteren Kreide und im tieferen Tertiär wurde das Bruchsystem im Zusammenhang mit dem Auseinanderdriften des Atlantiks als ein Teil der überregionalen Extension wiederbelebt. Daher fallen die Bruchschollen zum Kristallinkern nach Osten ein. Die Sprunghöhen vom Rieder und vom Steyrer Bruch erreichten jeweils über 1000 m, ohne die Erosionen in der Unterkreide und im Unteren Tertiär mit zu berücksichtigen. Auf den tektonischen Hochlagen, dem Südrand der Böhmischen Masse, der Zentralen Schwellenzone, unter der Flyschzone bei Aurach (AU 1) und dem Hoch von Kirchdorf – Bergern wurde das Mesozoikum stellenweise vollständig erodiert.

Vorwiegend W–E-gerichtete antithetische und synthetische Brüche entstanden im Unteroligozän beim Absenken des Molassebeckens. Bei der Subduktion der Europäischen Platte unter die Periadriatische Platte und dem Hinunterziehen der Vorlandkruste entstanden beckenparallele Extensionsbrüche. Ihre vertikale Sprunghöhe kann mehr als 100 m erreichen. Im jüngeren Tertiär und Quartär wurden die prätertiären und oligozänen Brüche durch sinistrale und dextrale Seitenverschiebungen wiederbelebt. Dabei wurden durch die Transpression die vertikalen Versetzungen teilweise invertiert und verringert.

Zwischen den beiden Hochzonen der Zentralen Schwelle und der von Kirchdorf/Bergern wurde durch die Einsenkungen des Mesozoikums an den prätertiären Brüchen ein Verbindungsweg bis weit unter die Alpen geschaffen, der als wichtiger Migrationsweg für das Öldient.

Dem durch die Geophysik erkannten WSW-ENE-verlaufenden antithetischen Bruch zwischen dem Mondsee und Grünau dürfte überregionale Bedeutung zukommen. Dieser Bruch zeichnet die Biegung des Kalkalpennordrandes von W nach NE vor und er scheint sich mit geringerer Sprunghöhe in beide Richtungen fortzusetzen. An der Oberfläche entspricht diesem Bruchverlauf das Innsbruck-Salzburg-Amstetten-Blattverschiebungssystem (EGGER, 1997; EGGER & PERESSON, 1997,1998).

Auf der Karte wurden nur die größten Brüche eingetragen. Auf Grund der mehrfachen Reaktivierung der Bruchzonen wurden die Sprunghöhen schematisch eingezeichnet.

3.3. Geologische Karte des Molasseuntergrundes

Die tertiäre Unterlagerung ist durch eine tiefgründige Erosion und Nivellierung der tektonischen Bruchschollen gekennzeichnet.

Am SW-Rand der Böhmischen Masse, auf der Zentralschwelle (von Hochburg HO 1 bis Aurach AU 1) und dem Hoch von Bergern (BG 1) wurden die gesamten mesozoischen Sedimente abgetragen. Die NW-SE-verlaufende Steyrer Störung bildet die Grenze vom ausgedehnten Kristallinsporn von Amstetten, vertreten durch die Bohrungen Kronsdorf (Kro 1), Steyr 2 (Ste 2), Behamberg (Beh 1) und Kürnberg (Kü 1) zum mesozoischen Mantel, erbohrt bei Rupprechtshofen (RU 1) und Steyr 1 (Ste 1) bzw. Oberdambach (Obd 1). Zwischen letzterer Bohrung und der Bohrung Molln (MOL 1) ist eine Kristallinverbindung mit dem Paläohoch von Kirchdorf/Bergern anzunehmen. Im SE setzt sich der ausgedehnte Kristallinsporn von Amstetten als Paläo-Hochzone unter den Alpen weiter nach SE fort. Alle Bohrkerne aus dem kristallinen Untergrund entsprechen dem Moldanubikum an der Oberfläche.

Limnisch-fluviatile Sedimente aus dem Paläozoikum beschränken sich bisher auf Grabenstrukturen im SW der Zentralen Schwellenzone. In der Bohrung Hochburg (HO 1) wurden aus 400 m mächtigen Siliciklastika mit Kohlelagen Sporen aus dem Stefan bis Unterperm bestimmt. Gut erhaltene paläozoische Sporen sind in den jurassischen und obereozänen Sandsteinen umgelagert.

Das Mesozoikum beginnt mit limnisch-fluviatilen Sedimenten des Dogger im Bathonium-Bajocium in der Fortsetzung der Grestener Gruppe. Sie wird von flachmarinen Sandsteinen überlagert, die mit der "Oberen Quarz-Arenit-Folge" in Niederösterreich und den Sandsteinaufschlüssen in der Umgebung von Regensburg korrelieren.

Auf dem tropischen Schelf am Rand der Böhmischen Masse wurden ab dem Oberen Dogger im Callovium bis in die Unterkreide durchgehend Karbonate abgelagert.

Hornstein führende knollige dolomitische Kalke mit Schwammnadeln, Echinodermen, Lumachellen von Bivalven, Belemniten und unbestimmbaren korrodierten Ammoniten und Cölestin entsprechen der Höflein-Formation im obersten Dogger.

In der gesamten vollmarinen Karbonatentwicklung im oberen Jura wurden nur dickbankige Faziesbereiche mit Schwämmen, Spongiomorphen, Korallen, Onkoiden oder Ooiden erbohrt. Im Gegensatz zum Frankenjura fehlt hier bisher die dünnbankige Ammoniten führende Fazies. Über glaukonitreichen Lagen an der Dogger/Malm-Grenze wurde im Kimmeridgium Schwammfazies in der (sessile Foraminiferen) Tubiphyten führenden Ausbildung des Treuchtlinger Marmors die größte Wassertiefe im Oberjura erreicht.

Darüber entwickeln sich zuerst von Rasenkorallen dominierte Schelfzonen und mit dem seichter werdenden Meer Kelchkorallenriffe mit Oolith- und (Algen-)Onkoid-Arealen. Gegen Westen schalten sich algenreiche Frankendolomite ein.

Der Jura wurde im gesamten erbohrten Bereich ab dem Tithon bis in die Unterkreide (Berriasium) von einer Salzlagune und Wattsedimenten in der Purbeck-Fazies überlagert. Das Purbeck wurde auch in den Bohrungen Oberhofen (OBHF 1) und Grünau (GRÜ 1) unter den alpinen Decken gekernt. Die Sedimente setzen sich aus feinkörnigen Dolomiten, Kieselkalken, Stromatolithen und Breccien zusammen. Sie sind durch fecal pellets (*Favreina*), Algenreste (*Bankia*), bird's eyes (kleine Entgasungs- oder Schrumpfporen in lagunären Dolomiten) und "black pebbles" (eingeschwemmte Breccien von Bodenbildungen) charakterisiert. Aus den Süßwasserbereichen wurden Characeen eingeschwemmt.

Die allmähliche Verflachung des Meeres zeigt sich mit dem Korallenwachstum bereits an der Dogger/Malm-Grenze im Osten in Richtung zum Rand der Böhmischen Masse, während im Westen und Süden die Korallenriffe erst im Oberen Oberjura auftreten. In der Bohrung Hochburg (HO 1) wurden mit 557 m die mächtigsten Jurakarbonate durchteuft.

In der Unterkreide wurde der Jura flächenhaft erodiert und es erfolgte tiefgründige Verkarstung. Die siliciklastische marine Unterkreide wurde bisher nur im Süden der Zentralen Schwellenzone in der Bohrung Mühlberg (MBG 1) mit einem stratigrafisch lückenhaften Profil angetroffen. Im Norden der Zentralen Schwellenzone sind in den vom Karst geformten Vertiefungen die Schutzfelsschichten mit den die von Flüssen eingebrachten Resten der ältesten Kreidesedimente eingelagert. Die Karstspalten sind bis zu 100 m unter der Juraoberkante mit Kreidesediment gefüllt.

Das Kreidemeer transgrediert im Cenomanium über den größten Bereich des oberösterreichischen Molasseuntergrundes mit den glaukonitischen Sandsteinen des Regensburger Grünsandsteines. Im oberen Cenomanium wurden im tieferen Schelf Kalklagen und Knollen mit Nadeln von Kieselschwämmen in die Sandsteine eingelagert. Mit der weiteren Vertiefung des Kreidemeeres entwickelten sich im unteren Turonium schwarze glaukonitische Tonmergel, die wieder von kalkigen Glaukonitsandsteinen überlagert werden. In der Bohrung Dietach (Die 1) wurde das Kristallin erst im höheren Unterturonium überflutet.

Die Glaukonitsandsteine aus der Unterkreide, dem Cenomanium und dem Unterturonium (z.T. Piberbach-Formation) wurden von Stürmen auf einem breiten Schelf verteilt (Tempestite).

Vom Oberturonium bis in das Obercampanium wurden Globotruncanen führende siltige, glaukonitische Tonmergel auf dem tieferen Schelf abgelagert (Wirnzberg-Formation). Nördlich der Zentralen Schwellenzone wurden im Obercampanium bis zu 300 m Globotruncanen führende Sandsteinlagen akkumuliert, die nach Süden auskeilen. In der Bohrung Senftenberg (SEN 1) wurde die größte Kreidemächtigkeit mit 800 m durchteuft.

In einem schmalen Streifen am Steyrer Bruchsystem am Ostrand der oberösterreichischen Kreide hat sich in der Oberkreide eine von einem Delta beeinflusste fluviatil-limnische Fazies mit lokalen lithostratigrafischen Formationen erhalten, die sandige und grobklastische Fächer in den festlandferneren Meeresbereich vorbauten, wo sie auskeilen (Teufelsgraben-, Harmannsdorf-Tann-, Niederneukirchen-, Neuhofen-, Schiedlberg-Formation; WESSELY et al. [1981]; FUCHS & WESSELY [1996]).

Die Teufelsgraben-Formation umfasst fluviatil und limnisch terrestrische Sedimente in der unmittelbaren Nähe des Steyrer Bruches von der Oberkreide bis in das Obereozän und beinhalten in ihrem eozänen Anteil die fluviatile Voitsdorf-Formation (frühere Bezeichnung: Limnische Serie), die ursprünglich über dem gesamten Molasseuntergrund abgelagert wurde.

In den benachbarten Bohrungen Gründberg (GR1), Sierning (SI1) und Oberdambach (Obd1) fehlen diese Fächer bereits, da an den zur Steyrer Hauptstörung parallelen seitenverschiebenden Brüchen die westlichen Bruchschollen weiter nach N verfrachtet wurden. Deshalb kommen südlichere Faziesbereiche tektonisch in die Nähe der Randfazies.

In den Molasseschuppen wurden Globotruncanen führende Tonmergel von Campanium bis Obermaastrichtium mittransportiert, die vom ursprünglich autochthonen Molasseuntergrund mit abgeschert wurden. Im Mesozoikum wurde das gesamte terrigene Material aus der Böhmischen Masse geschüttet.

Im tieferen Tertiär hat sich das Meer in das Helvetikum und das Flyschbecken nach Süden zurückgezogen. Das Molassebecken wurde bis in die Zeit des Obereozäns erodiert und eingeebnet.

3.4. Schnitt durch den Nordabschnitt der Alpen und seinen Untergrund

Grundlage der Schnitterstellung des Tiefbaues sind seismische Profile und gravimetrische Messungen, die Ergebnisse von Bohrungen auf Kohlenwasserstoffe und von Geothermiebohrungen. Der oberflächennahe Abschnitt beruht auf zahlreichen Kartierungen und Studien.

Durch die Seismik und Gravimetrie konnte die flach abfallende, nicht von alpinen Bewegungen betroffene kristalline Basis ermittelt werden. Die Seismik ermöglichte weiters die Aufgliederung des autochthonen Mesozoikums und die Abgrenzung von autochthoner und allochthoner Molasse sowie der alpinen Überschiebung. Bezeichnend ist das weite Hineinreichen der Molasse unter die Alpen. Die intensive Verformung von Helvetikum und Flysch ist vor allem der Oberflächengeologie zu entnehmen. In der Tiefe dünnen beide unter der ostalpinen Deckenmasse aus. Die auffallend flache und ruhige Lagerung der Kalkalpen ermöglicht eine gute Erfassung derselben durch die Seismik mit Eineichungsmöglichkeit vor allem durch die Bohrungen Vordersee 1 und Vigaun 1 (HAMILTON, 1998; KRAMER & KRÖLL, 1977). Die Verschuppung an der Stirne ist an der Oberfläche feststellbar und wurde durch die Thermalbohrung Obermoos TH 1 südlich von Salzburg bestätigt. Die Überschiebung des Tirolikums über Bajuvarikum wurde in der Bohrung Vordersee 1 unter Zwischenschaltung eines alttertiären Trennhorizontes erbohrt. Gegen den Südabschnitt zu werden die mächtigen Plattformkarbonate der Trias von Jura überlagert. Großdimensionale Gleitung ersterer in den Juratrog wurde zum Ausdruck gebracht (PLÖCHINGER, 1984; MANDL, 2000). Jüngerer Tektonik sind die Abschiebungen zuzuschreiben, die den Bereich längs des Salzachtales betreffen (PREY, 1969) und in ihrer Richtung konform mit Störungen im Vorland gehen, also anscheinend aus dem Untergrund emporreichen, vermutlich aber durch nachträgliche Deckenbewegung von diesem entkoppelt wurden. Ähnliches wäre von der sinistralen Seitenverschiebung (Königsee-Lammertal-Traunsee-Störung; DECKER et al., 1964; GAWLICK et al., 1990) am Südende des Schnittes anzunehmen. Der tektonische Stil, wie er im vorliegenden Schnitt anzutreffen ist, findet sich im Wesentlichen analog im gesamten Bau der Nordalpen und ihres Vorlandes zwischen Wien und dem Westende der Kalkalpen Vorarlbergs.

Literatur

ALBU, I., ARIC, K., BLIZKOVSKY, M., GUTDEUTSCH, R., HERMANN, H., IBRMAJER, I., MAYEROVA, M., NAKLADOVA, Z. & POSGAY, K. (1989): Contour map of the Mohorovicic discontinuity in Hungary, Czechoslovakia and Austria. – Trans. L. Eötvös Acad., Budapest.

ARNDT, R. (1993): Drei-dimensionale Interpretation und Visualisierung von Potentialfeldern. – Fallstudien aus dem Ostalpenraum. – Unveröff. Diss. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, VIII + 141 S., 17 Abb., 7 Tab., 44 Dias in Beilage, Wien.

- BACHMANN, H. (1964): Die Geologie des Raumes Oppenberg bei Rottenmann/Stmk. Verh. Geol. B.-A., 1964, 67–82, Wien.
- BLAUMOSER, N.H. (1991): Eine erste gesamte aeromagnetische Karte von Österreich und ihre Transformationen. Mitt. Österr. Geol. Ges., **84**, 185–203
- BLEIL, U. & POHL, J. (1976): The Berchtesgaden Magnetic Anomaly. Geol. Rundschau, **65**, 756–767, 4 Fig.. Stuttoart.
- BRANDMAYR, M., DALLMEYER, R.D., HANDLER, R. & WALLBRECHER, E. (1995): Conjugate shear zones in the Southern Bohemian Massif (Austria): implications for Variscan and Alpine tectonothermal activity. Tectonophysics, **248**, 97–116, 12 Fig., 1 Tab., 1 App., Amsterdam.
- BRIGGS, I.C. (1974): Machine contouring using minimum curvature. Geophysics, 39, 39-48.
- Bucha, V. (1994): Geomagnetic and Palaeomagnetic Fields. In: Bucha, V. & BLίžκονsκý, M.: Crustal Structure of the Bohemian Massif and the West Carpathians. 191–240, 26 Fig., 6 Tab., Praha.
- BUCHA, V., SEIBERL, W. & TRAPP, E. (1978): Zusammenfassende Bearbeitung der geomagnetischen Landesaufnahme von Österreich und der Tschechoslowakei. Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser. A, 27, 183–194, 9 Abb.. Wien.
- CÉRMÁK, V. (1989): Crustal heat production and mantle heat flow in Central and Eastern Europe. Tecto-nophysics, 159, 195–215.
- CERMÁK, V., BALLING, N., DELLA VEDOVA, B., LUCAZEAU, F., PASQUALE, V., PELLIS, G., SCHULZ, R. & VERDOYA, M. (1992): Heat-flow density. In: FREEMAN, R. & MUELLER, S. (Hrsg.): A continent revealed. The European Geotraverse Atlas of compiled data, 49–57, 4 Fig., Atlas Map 13, Cambridge.
- CHRISTINAS, P. (1982): Rb/Sr-Alter und Genese der Palitgesteine des vorderen Bayerischen Waldes. Diss. Ludwig-Maximilians-Univ. München, 113 S., 27 Abb., 15 Tab., 3 Taf., München.
- DECKER, K., PERESSON, H. & FAUPL, P. (1994): Die miozäne Tektonik der östlichen Kalkalpen: Kinematik, Paläospannungen und Deformationsaufteilung während der "lateralen Extrusion" der Zentralalpen. Jb. Geol. B.-A., 137/1, 5–18, 10 Abb., Wien.
- EGGER, H. (1997): Das sinistrale Innsbruck–Salzburg–Amstetten-Blattverschiebungssystem: ein weiterer Beleg für die miozäne laterale Extrusion der Ostalpen. Jb. Geol. B.–A. **140**, 47–50.
- EGGER, H. et al. (1999): Geologische Übersichtskarte der Republik Österreichs 1:1,500.000. Wien (Geol. B.-A.).
- EGGER, H. & PERESSON, H. (1997): The 300 km-long Innsbruck-Salzburg-Amstetten (ISAM) fault system: A major displacement line in the northern Eastern Alps. Przeglad Geol. 10 (Pancardi 97), 1072–1073.
- EGGÉR, H. & PERESSON, H. (1998): The ISAM-fault system: a 300 km long major displacement line of the northern eastern Alps (Austria). Carpathian-Balkan Geological Association, XVI Congress, Vienna.
- EL AGEED, A.E., SAAGER, R. & STUMPFL, E.F. (1979): The Hochgrössen Ultramafic Rocks and Associated Mineralizations, Rottenmann Tauern, Austria. Verh. Geol. B.-A., 1978, 87–196, 2 Abb.,7 Tab., Wien.
- FARYAD, S.W. & HOINKES, G. (2004): Growth Textures in a Polymetamorphic Metabasite from the Kraubath Massif (Eastern Alps). J. Petrol., **45**, 1441–1451, 5 Fig., 3 Tab.
- FARYAD, S.W., MELCHER, F. & HOINKES, G. (1998): Petrology of eclogites and country rocks from Speik Complex (Middle Austroalpine), Hochgrößen area, Styria (Austria). Acta Univ. Carolinae Geologica, **42**, 239–240, Praha.
- FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F.R. (1984): Geologische Karte der Steiermark 1 : 200.000. Wien (Geol. B.- A.).
- FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F. (1984): Steiermark. Geologie der österreichischen Bundesländer in kurzgefassten Einzeldarstellungen. Erläuterungen zur Geologischen Karte der Steiermark 1:200.000. 127 S., 28 Abb., 5 Tab., Wien.
- FRASL, G. & FINGER, F. (1991): Geologisch-petrografische Exkursion in den Österreichischen Teil des Südböhmischen Batholiths. Beih. Europ. J. Mineral., 3, 23–40, 2 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- FUCHS, G. & THIELE, O. (1968): Erläuterungen zur Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald Oberösterreichs (mit Beiträgen von W. Fuchs und S. Scharbert). 96 S., 1 Taf., 9 Abb., 3 Tab., Wien (Geol. B.-A.).
- FUCHS, R. & WESSELY, G. (1996): The autochthonous cretaceous at the southern edge of the Bohemian Massif (Austria). In: WESSELY, G. & LIEBL, W. (eds.): Oil and Gas in the Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and Eastern Europe. EAGE Special Publication No. 5, 249–253, 3 figs., London.
- GAMERITH, H. (1964): Die Geologie des Berglandes westlich und südwestlich von Oppenberg/Stmk. Verh. Geol. B.-A., 1964, 82–98, 1 Taf., Wien.
- GAWLICK, H.-J., LEUSCHNER, K. & ZANKL, H. (1990).: Neuinterpretation eines Querprofiles durch die westliche Lammereinheit (Nördl. Kalkalpen, Österreich). Jb. Geol. B.-A., 133/4, 561–566, Wien.
- GIESE, P. & PRODEHL, C. (1986): Main features of the crustal structure in the central segment of the IGT based on seismic refraction data. 3rd IGT-Workshop, 83–92, Strassbourg.
- GNOJEK, I. & HEINZ, H. (1993): Central European (Alpine-Carpathian) belt of magnetic anomalies and its geological interpretation. Geol. Carpathica, 44, 135–142, 4 Fig., 3 Tab., 1 Plate, Bratislava.
- GNOJEK, I. & PŘICHYSTAL, A. (1997): Ground Geophysical Mapping in the Central Part of the Moldanubian Pluton. Jb. Geol. B.- A., **140**, 193–250, 57 Fig., 5 Tab., 1 Plate, Wien.
- GNOJEK, I. & HUBATKA, F. (2001): Magnetic basement complexes in the outside of the West Carpathians and of the Eastern Alps. GeoLines, 13, 58–59, Praha.

- GRAENGER, R. (1954): Regionale magnetische Untersuchungen in den Berchtesgadener Kalkalpen und ihrem Vorland. Diss. Naturwiss. Fak. Ludwig-Maximilians-Univ. München, 62 S., 6 Tab., 8 Kt., 1 Anh. mit Tabellen., München.
- GUTDEUTSCH, R. & SEIBERL, W. (1987): Die aeromagnetische Vermessung Österreichs (Endbericht). 32 S., 5 Abb., 1 Beil., 1 Anh., Wien.
- HAMILTON, W. (1989): Geologische Ergebnisse von Tiefbohrungen im Flysch und Kalkalpin zwischen Wien und Salzburg. Exkursion der Österr. Geol. Ges., 14.–15. 10. 1989, 55 S., 29 Abb., Wien.
- HANDLER, R., BRANDMAYR, M. & WALLBRECHER, E. (1991): The Rodl Shear Zone in the southern Bohemian Massif. Zbl. Geol. Paläont., Teil 1, 1991, 69–86, 6 Fig., Stuttgart.
- HEINZ, H. (1989): Aeromagnetic measurements in the Eastern Alps: the area east of the Tauern Window. Tectonophysics, **163**, 25–33, 6 Fig., Amsterdam.
- HEINZ, H. (1990): Geophysikal analysis of some fracture zones in the Herzynian and Alpine system. In: H.P. ROSSMANITH: Mechanics of Jointed and Faulted Rocks, 157–161, 5 Fig., Rotterdam.
- HEINZ, H., SEIBERL, W. & BIEDERMANN, A. (1987): Aeromagnetische Vermessung des Bundeslandes Oberösterreich. Bericht Projekt OC-1c/84, 14 S., 4 Abb., 5 Beil., Wien.
- HEINZ, H., SEIBERL, W. & BIEDERMANN, A. (1987): Aeromagnetische Vermessung des Bundeslandes Salzburg. Bericht Projekt SC-2f/84, 15 S., 3 Abb., 6 Beil., Wien.
- HEINZ, H. & SEIBERL, W. (1990): Bewertung und Problematik aerogeophysikalischer Anomalien im österreichischen Bundesgebiet (Stand: Mitte 1990). Abh. Geol. B.-A., 44, 244 S., 152 Abb., 8 Beil., Wien.
- HEINZ, H. & HÜBL, Ğ. (1988): Magnetische Anomalie am Lärchkogel (Steiermark). Jb. Geol. B.-A., 131, 279–283, 3 Abb., Wien.
- HÜBL, G. (1991): zitiert nach GNOJEK, I. & HEINZ, H. (1993), siehe dort.
- KOLLMANN, K., 1980: Geologisches Profil durch den mittleren Teil der Österreichischen Molassezone. In: BRIX, F. & SCHULTZ, O. (eds.): Erdöl und Erdgas in Österreich, Wien (Verlag Naturhistor. Museum) Horn (F. Berger).
- KOLLMANN, K. & MALZER, O. (1980): Die österreichischen Erdöl- und Erdgasprovinzen: Die Molassezone Oberösterreichs und Salzburgs. In: BACHMEYER, F. & BERGER, F. (Hrsg.): Erdöl und Erdgas in Österreich, 179–201.
- KOLLMANN, K., WAGNER, L. & ZIMMER, W. (1987): Geologisches Profil durch den westlichen Teil der Österreichischen Molassezone. In: BRIX, F. & SCHULTZ, O. (eds.): Erdöl und Erdgas in Österreich, Wien (Verlag Naturhistor. Museum) Horn (F. Berger).
- KRAMER, H. & KRÖLL, A. (1979): Die Untersuchungsbohrung Vigaun U1 bei Hallein in den Salzburger Kalkalpen. Mitt. Österr. Geol. Ges., 1–10, 3 Abb., Wien.
- KRÖLL, A., MEURERS, B., OBERLERCHER, G., SEIBERL, W., SLAPANSKY, P., WESSELY, G. & ZYCH, O. (2001): Karten über die Molassebasis Niederösterreichs und der angrenzenden Gebiete. 4 Karten 1: 200.000. Erläuterungen, 25 S., 1 Abb., 2 Taf., Wien (Geol B.-A.).
- LAWISZUS, B. (2000): Methodische Untersuchungen zu magnetischen Eigenschaften geologischer K\u00f6rper (Minerale, Gesteine, Erze). Diss. Math.-Naturwiss. Fak. Tech. Univ. Clausthal, 58, 71 Abb., 16 Tab., 3 Anh., Clausthal-Zellerfeld.
- MANDL, G.W. (1997): TRF-Projekt Golling Th 1. Unveröffentlicher Bericht, Wien (Geol B.-A.).
- MANDL, G.W. (1998): Geologische Karte der Dachsteinregion 1:50.000, Wien (Geol B.-A.).
- Mandl, G.W. (2000): The Alpine sector of the Tethyan shelf Examples of Triassic to Jurassic sedimentation and deformation from the Northern Calcareous Alps. Mitt. Österr. Geol. Ges., **92** (1999), 61–77, Wien.
- MALZER, O., RÖGL, F., SEIFERT, P., WAGNER, L., WESSELY, G. & BRIX, F. (1993): Die Molassezone und deren Untergrund. In: BRIX, F. & SCHULTZ, O. (eds.): Erdöl und Erdgas in Österreich, 281–357, Wien (Verlag Naturhistor. Museum) Horn (F. Berger).
- MEIXNER, H. & CLAR, E. (1953): Die Magnesitlagerstätte in Sunk bei Trieben (Obersteiermark). Joanneum Min. Mitt., 1953/1, 1–6, 3 Taf., Graz.
- METZ, K. (1964): Die Tektonik der Umgebung des Bösenstein und ihr Erkenntniswert für das Kristallin der nördlichen Steiermark. Verh. Geol. B.-A., 1964, 149–164, 2 Abb., 1 Taf., Wien.
- MEURERS, B. (1990): Gravity investigations in the Austrian part of the Bohemian massif. Proc. "Advances in Gravimetry", 51–56, Smolenice.
- MEURERS, B. (1992): Bearbeitung der Schweredaten der OMV-AG. Unveröff. Firmenbericht, Wien.
- MEURERS, B. (1993): Reduktionsanomalien im Hochgebirge. 6. Int. Alpengrav. Koll., Leoben 1993. Österr. Beitr. Met. Geoph., 8, 225–235.
- MEURERS, B., RUESS, D. & STEINHAUSER, P. (1987): The Gravimetric Alpine Traverse. In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 334–344, Wien (Verlag Deuticke).
- MEURERS, B., STEINHAUSER, P., WALACH, G. & FRITZER, J. (1991): A new gravity map in the southern part of the Bohemian Massif. XX^{Ih} General Assembly IUGG, Wien.
- NACHTMANN, W. & WAGNER, L. (1987): Mesozoic and Early Tertiary evolution of the Alpine foreland in Upper Austria and Salzburg, Austria. Tectonophysics, 137, 61–76.
- NEUBAUER, F., FRISCH, W., SCHMEROLD, R. & SCHLÖSER, H. (1989): Metamorphosed and dismembered ophiolite suites in the basement units of the Eastern Alps. Tectonophysics, **164**, 49–62, 11 Fig., Amsterdam.

- PARKER, R.L. (1972): The rapid calculation of potential anomalies. Geophys. R. Astr. Soc., **31**, 447–455. PESTAL, G. et al. (2005): Geologische Karte von Salzburg 1: 200.000. Wien (Geol. B.-A.).
- PLŌCHINGER, B. et al. (1990): Erläuterungen zu Blatt 94 Hallein der geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000. Wien (Geol. B.-A.).
- PLÖCHINGER, B. (1984): Zum Nachweis jurassisch-kretazischer Eingleitungen von Hallstätter Gesteinsmassen beiderseits des Salzach-Quertales (Salzburg). Geol. Rundschau, 73, 293–306, Stuttgart,
- PREY, S. (1969): Geologische Karte der Umgebung der Stadt Salzburg 1:50 000. Wien (Geol. B.-A.).
- PUCHER, R. & HAHN, A. (1979): Flächenmäßige Erfassung der Anomalien der Totalintensität des erdmagnetischen Feldes im Raum Bayerische Alpen Tirol Vorarlberg, Rückschluß auf Strukturen des Untergrundes. Abschlußbericht zum BMFT-Forschungsvorhaben ET 3017 A Aeromagnetik Alpen, 27 S., 5 Anl., Hannover (Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung).
- RATSCHBACHER, L. (1983): Geologische Untersuchungen in hohen ostalpinen Decken (Obersteiermark, Österreich). Diss. naturwiss. Fak. Univ. Graz, V+306 Bl., 136 Fig., 21 Tab., 4 Beil., Graz.
- REICH, H. (1949): zitiert nach GRAENGER (1954). REISNER, M. (1988): Ein Beitrag zur Komplexinterpretation für den Kohlenwasserstoffaufschluss in den
- Nördlichen Kalkalpen. Diplomarbeit Montanuniv. Leoben, 82 S., Anh, zahlr. Abb. und Tab., Leoben. RÖMER, A., HEINZ, H. & ARNDT, R. (1994): 3-D forward modeling of the Berchtesgaden magnetic anomaly. –
- Mitt. Österr. Mineral. Ges., **139**, 109–111, 1 Fig., Wien.
- SCHÖN, J. (1983): Petrophysik: Physikalische Eigenschaften von Gesteinen und Mineralen. 405 S., 194 Abb., 70 Tab., Berlin (Akademie-Verlag).
- SEIBERL, W. (1991): Aeromagnetische Karte der Republik Österreich 1:1,000.000 (Isanomalen der Totalintensität). Wien (Geol. B.-A.).
- SEIBERL, W. & HEINZ, H. (1988): Aerogeophysikalische Vermessung im Raum Kefermarkt. Unveröff Bericht Proj. OC-1i/86, 43 S., 6 Abb., 2 Anh., 11 Beil., Wien.
- SEIBERL, W., HEINZ, H. & GNOJEK, I. (1993): Wiener Becken und angrenzende Gebiete: Kompilierte geomagnetische Karte und qualitative Interpretation. In: KröLL, A., GNOJEK, I., HEINZ, H., JIŘIČEK, R. MEURERS, B., SEIBERL, W., STEINHAUSER, P., WESSELY, G. & ZYCH, D.: Erläuterungen zu den Karten über den Untergrund des Wiener Beckens und der angrenzenden Gebiete. 4–7, Wien (Geol. B.-A.).
- SEIBERL, W., KOVÁCSVÖLGYI, S., ŠEFARA, J. & SZABÓ, Z. (2000): Magnetic Anomalies. In: CSÁSZÁR, G. (ed.): Danubian Region Environmental Geology Programme DANREG Explanatory Notes, Jb. Geol. B.-A., 142, 555–560, 1 Fig., Wien.
- SOFFEL, H.C. (1991): Paläomagnetismus und Archäomagnetismus. XI + 276 S., 219 Abb., Berlin.
- STEININGER, F., WESSELY, G., RÖGL, F. & WAGNER, L. (1987). Tertiary sedimentary history and tectonic evolution of the Eastern Alpine Foredeep. Gior. Geol. ser. 3, 48, 285–297, Bologna.
- STUMPFL, E. (1984): Geologie und geochemische Untersuchungen des Ultramafit-Massivs des Lärchkogel bei Trieben. Steirische Beitr. Rohstoff- und Energieforschung, 3, 11–12, Graz.
- STUMPFL, E.F. & EL AGEED, A. (1981): Hochgrößen und Kraubath Teile eines paläozoischen Ophiolit-Komplexes. Mitt. Abt. Geol., Paläont. u. Bergbau Landesmuseum Joanneum, **42**, 161–169, 5 Abb., 1 Tab., Graz.
- SÜNKEL, H. (1980): A general surface representation module designed for geodesy. Ohio State University, Report No. 292.
- WAGNER, L. (1996): Stratigrafy and hydrocarbons in the Upper Austrian Molasse Foredeep (active margin).

 In: WESSELY, G. & LIEBL, W. (eds.): Oil and Gas in the Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and Eastern Europe. EAGE Special Publication No. 5, 217–235, 17 figs., 1 table, London
- WAGNER, L. (1998): Tectonostratigrafy and hydrocarbons in the Molasse Foredeep of Salzburg, Upper and Lower Austria. In: A. MASCLE, C. PUIDEFABREGAS, H.P. LUTERBACHER. & M. FERNANDEZ (eds.): Cenozoic Foreland Basins of Western Europe. Geological Society Special Publications, 134, 339–369, 24 figs. London.
- WAGNER, L. & WESSELY, G. (1993): Molassezone Österreichs Relief und Tektonik des Untergrundes. In: BRIX, F. & SCHULTZ, O. (eds): Erdöl und Erdgas in Österreich. Wien (Verlag Naturhistor. Museum) Horn (F. Berger).
- WAGNER, L. (1998): Tectonostratigrafy and hydrocarbons in the Molasse Foredeep of Salzburg, Upper and Lower Austria. In: A. MASCLE, C. PUIDEFABREGAS, H. P. LUTERBACHER. & M. FERNANDEZ (eds.): Cenozoic Foreland Basins of Western Europe. Geological Society Special Publications, 134, 339–369, 24 figs., London.
- Wallbrecher, E., Brandmayr, M., Handler, R., Loizenbauer, J., Maderbacher, F. & Platzer, R. (1993): Konjugierte Scherzonen in der südlichen Böhmischen Masse: Variszische und Alpidische kinematische Entwicklung. Mitt. Österr. Miner. Ges., 138, 237–252, 14 Abb., Wien.
- WALLBRECHER, E., BRANDMAYR, M., DALLMEYER, R.D. & HANDLER, R. (1994): Conjugate shear zones in the Southern Bohemian Massif: kinematics during ductile and brittle behavior. Mitt. Österr. Miner. Ges., 139, 123–125, Wien.
- WEBER, F., BRAUMÜLLER, E. & WAGNER, L. (1978): Geologische Karte des prätertiären Untergrundes. In:
 BRIX, F. & SCHULTZ, O. (eds): Erdöl und Erdgas in Österreich. Wien (Verlag Naturhistor. Museum) Horn
 (F. Berger).
- WENZEL, H.G. (1985): Hochauflösende Kugelfunktionsmodelle für das Gravitationspotential der Erde. Wiss. Arb. Univ. Hannover, No. 137.

WESSELY, G. (1991): Exploration von Kohlenwasserstoffen in Oberösterreich. – ÖMV-Gruppe Magazin, 1, 38–49.

WESSELY, G., SCHREIBER, O.S. & FUCHS, R. (1981): Lithofazies und Mikrostratigrafie der Mittel- und Oberkreide des Molasseuntergrundes im östlichen Oberösterreich. – Jb. Geol. B.-A., 124/1, 175–281, Vienna. Wonk, T. (1992): Kompilation und Interpretation der magnetischen Anomalien der Totalintensität in Zentralund Nordeuropa. – Diss. Math.-Naturwiss. Fachbereich Georg-August-Universität Göttingen, 143 S., 49 Abb., 4 Tab., 1 Anh., 6 Taf., Göttingen.

ZYCH, D. (1985): Messungen der erdmagnetischen Vertikalintensität und Suszeptibilitätsuntersuchungen durch die ÖMV-AG als Beitrag zur Kohlenwasserstoffexploration in Österreich. – Arb. Zentralanst. Meteor. Geodyn., 65, 14 S., 4 Abb., 3 Beil., Wien.

ZYCH, D. (1988): 30 Jahre Gravimetermessungen der OMV Aktiengesellschaft in Österreich und ihre geologisch-geophysikalische Interpretation. – Arch. f. Lagerst. forsch. Geol.B.-A., 9, 155–175.

ZYCH, D. & MEURERS, B. (2001): Das Schwerebild der niederösterreichischen Molasse. – In: KRÖLL, A., MEURERS, B., OBERLERCHER, G., SEIBERL, W., SLAPANSKY, P., WESSELY, G. & ZYCH, D.: Erläuterungen zu den Karten über die Molassebasis Niederösterreichs und der angrenzenden Gebiete, 11–17, Wien (Geol. B.-A.).

Die nun vorliegenden Karten zur Molassebasis Salzburg – Oberösterreich vervollständigen eine von der Geologischen Bundesanstalt herausgegebene Kartenserie, die sich mit dem Untergrund der Vortiefen im Norden, Osten und Südosten des Alpenkörpers beschäftigt. Sie bietet einen Überblick des Kenntnisstandes, wie er sich im ausgehenden 20. Jahrhundert und zu Beginn des 21. Jahrhunderts aus Bohrungen und geophysikalischen Untersuchungen ergab.

Karten über die Molassebasis Niederösterreichs 1: 200.000

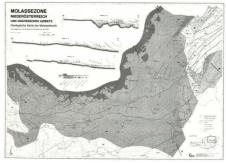
KRÖLL, A. & WESSELY, G.: Geologische Karte der Molassebasis.

KRÖLL, A., WESSELY, G. & ZYCH, D.: Strukturkarte der Molassebasis.

SEIBERL, W. & OBERLERCHER, G.: Magnetische Karte – Isanomalen der Totalintensität (ΔT).

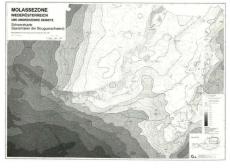
ZYCH, D. & MEURERS, B.: Schwerekarte (Isanomalen der Bouguerschwere).

KRÖLL, A., MEURERS, B., OBERLERCHER, G., SEIBERL, W., SLAPANSKY, P., WESSELY, G. & ZYCH, D.: Erläuterungen. – 25 S., 1 Abb., 2 Taf., Wien 2001.









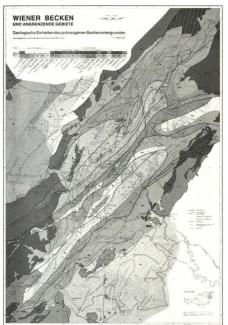
Karten über den Untergrund des Wiener Beckens 1: 200.000

WESSELY, G., KRÖLL, A., JIRICEK, R. & NEMEC, F.: Geologische Einheiten des präneogenen Beckenuntergrundes. KRÖLL, A. & WESSELY, G.: Strukturkarte – Basis der tertiären Beckenfüllung.

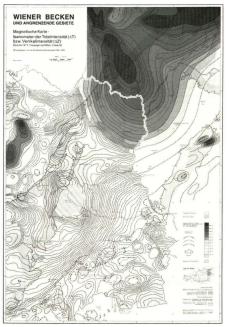
SEIBERL, W.: Magnetische Karte – Isanomalen der Totalintensität (ΔT) bzw. Vertikalintensität (ΔZ).

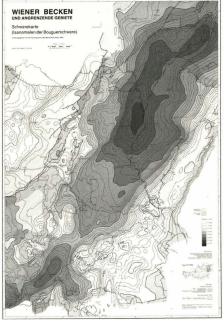
ZYCH, D., MEURERS, B. & STEINHAUSER, P.: Schwerekarte (Isanomalen der Bouguerschwere).

KRÖLL, A., GNOJEK, I., HEINZ, H., JIRICEK, R., MEURERS, B., SEIBERL, W., STEINHAUSER, P., WESSELY, G. & ZYCH, D.: Erläuterungen. – 22 S., 1 Abb., 1 Tab., 3 Taf., Wien 1993.









Karten über den prätertiären Untergrund des Steirischen Beckens und der Südburgenländischen Schwelle 1: 200.000

FLÜGEL, H.W. nach Unterlagen von A. KRÖLL & F. WEBER: Geologische Karte des prätertiären Untergrundes. KRÖLL, A. nach Unterlagen von H.W. FLÜGEL & F. WEBER: Reliefkarte des prätertiären Untergrundes.

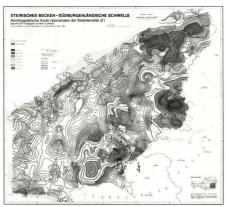
SEIBERL, W.: Aeromagnetische Karte – Isanomalen der Totalintensität (ΔT).

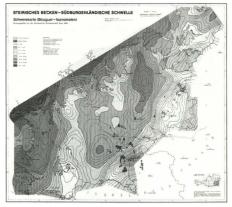
WALACH, G. & ZYCH, D.: Schwerekarte (Isanomalen der Bouguerschwere).

KRÖLL, A., FLÜGEL, H.W., SEIBERL, W., WALACH, G. & ZYCH, D.: Erläuterungen. – 49 S., 5 Abb., 1 Tab., 3 Taf., Wien 1988.





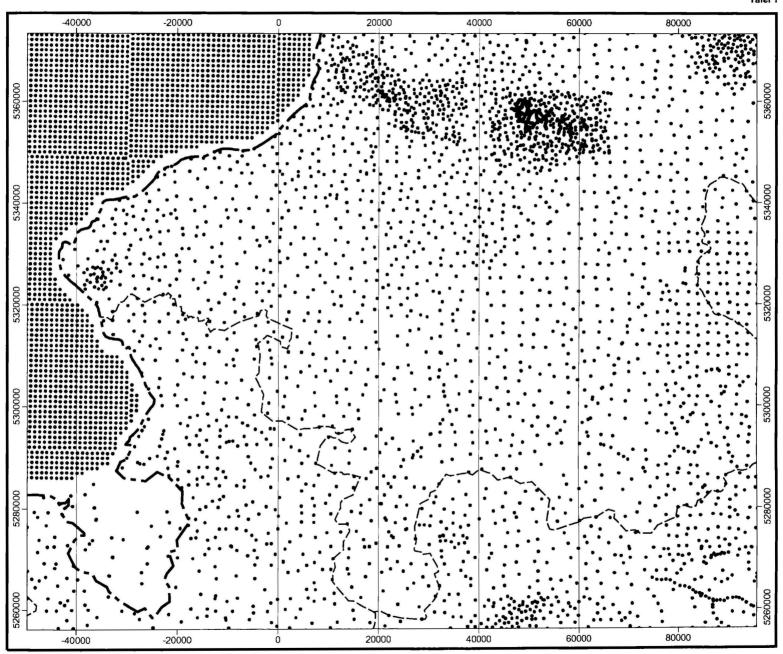




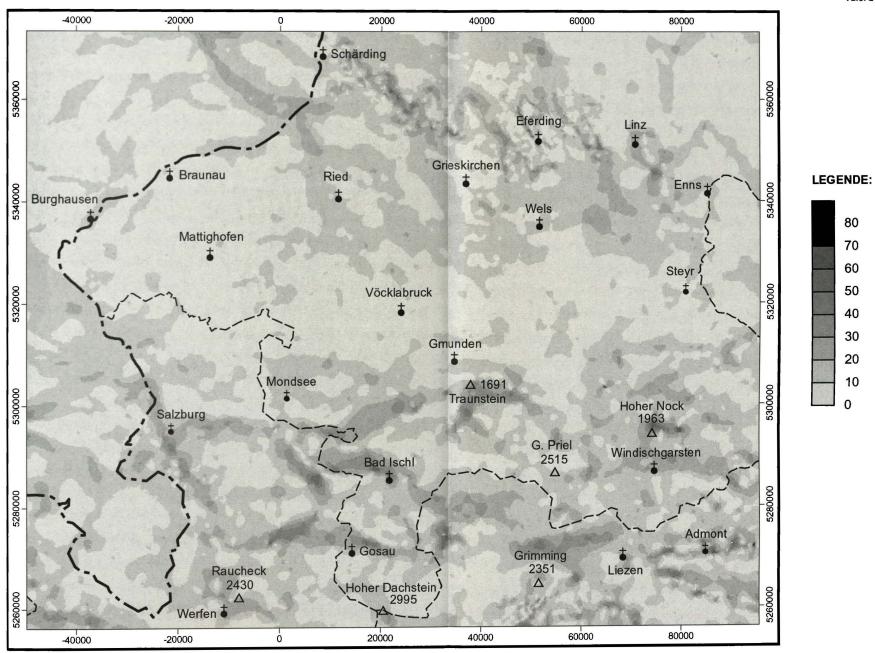
Bestellungen

Geologische Bundesanstalt Tel.: ++43 1 712 56 74 - 0 Neulinggasse 38 Fax: ++43 1 712 56 74 - 56 A 1030 Wien Mail: verlag@geologie.ac.at

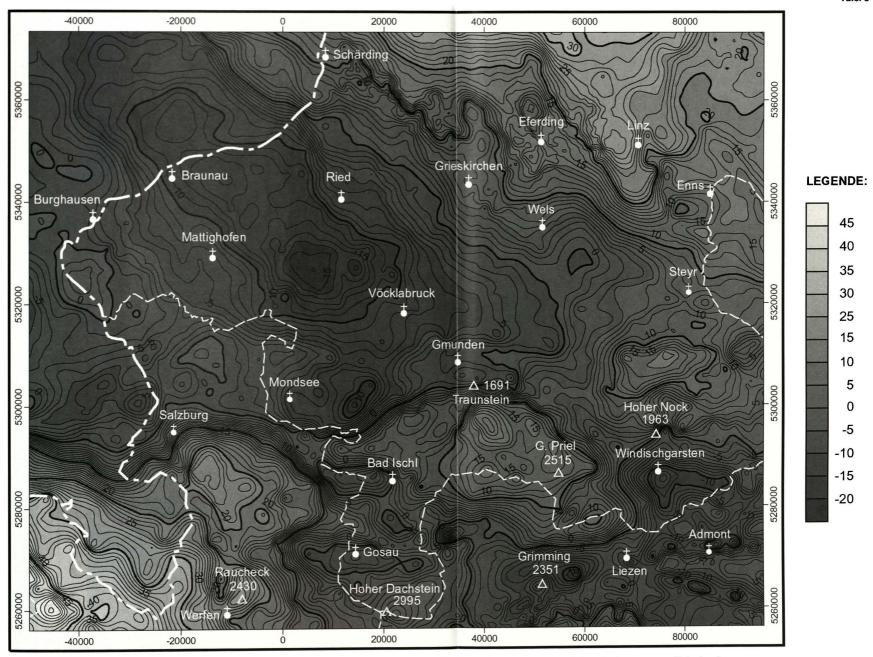
Details unter www.geologie.ac.at



Stationsverteilung im Untersuchungsgebiet Koordinatenangabe in m (Gauß-Krüger M31)



Horizontalgradient der Bougueranomalie des Molasseraumes (OÖ) und angrenzender Gebiete Interpolationsraster 2x2 km, Grauwertintervall: 10 Eötvös. Koordinatenangabe in m (Gauß-Krüger M31)



Bougueranomalie nach Subtraktion des Schwereeffekts der Krusten-Mantelgrenze (Moho) Interpolationsraster 2x2 km,Grauwertintervall: 5 mgal. Koordinatenangabe in m (Gauß-Krüger M31)

MESOZOIKUM IM UNTERGRUND DER MOLASSE (OBERÖSTERREICH, SALZBURG)

