

ERLÄUTERUNGEN

zu den

KARTEN ÜBER DEN PRÄTERTIÄREN UNTERGRUND DES STEIRISCHEN BECKENS UND DER SÜDBURGENLÄNDISCHEN SCHWELLE

Von ARTHUR KRÖLL,
HELMUT W. FLÜGEL, WOLFGANG SEIBERL, FRANZ WEBER, GEORG WALACH
& DIETHARD ZYCH

Mit 5 Abbildungen



Wien 1988

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

Anschriften der Verfasser:

ARTHUR KRÖLL
Keplingerasse 4, A-1130 Wien

HELMUT W. FLÜGEL
Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Graz,
Heinrichstraße 26, A-8010 Graz

WOLFGANG SEIBERL
Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien

FRANZ WEBER, GEORG WALACH
Institut für Geophysik der Montanuniversität Leoben, A-8700 Leoben

DIETHARD ZYCH
ÖMV-Aktiengesellschaft, TG-Geologie, Gerasdorfer Straße 151
A-1210 Wien

Alle Rechte vorbehalten

ISBN 3-900312-65-6

Redaktion: ARTHUR KRÖLL, ALBERT DAURER

Satz: Geologische Bundesanstalt
Druck: Ferdinand Berger & Söhne OHG, 3580 Horn

Inhaltsverzeichnis

Vorwort (H. W. FLÜGEL, A. KRÖLL, F. WEBER)	3
1. Aeromagnetische Karte und qualitative Interpretation (W. SEIBERL, G. WALACH)	6
2. Schwerekarte (G. WALACH, D. ZYCH)	11
2.1. Meß- und Auswertemethodik	12
2.2. Interpretation	12
3. Reliefkarte des prätertiären Untergrundes (A. KRÖLL)	16
3.1. Das Relief des Beckenuntergrundes	17
3.2. Zur Tektonik des Untergrundes	19
4. Geologische Karte des prätertiären Untergrundes (H. W. FLÜGEL)	21
4.1. Einleitung	21
4.2. Großbau und Stratigraphie	21
4.2.1. Die Rechnitzer Gruppe	23
4.2.2. Das Austroalpine Kristallin	23
4.2.3. Das „Oberostalpin“	23
4.2.3.1. Die Sausal-Gruppe	24
4.2.3.2. Die Radochener Schichten	24
4.2.3.3. Die Wollsdorfer Metabasit-Formation	25
4.2.3.4. Die Blumauer Phyllit-Karbonat-Formation	25
4.2.3.5. Die Arnwiesener Gruppe	26
4.2.3.6. Die Radkersburger Gruppe	27
4.3. Die neogenen Vulkanite	27
4.4. Die Geologie des prätertiären Untergrundes	28
4.5. Die neoalpidische Entwicklung	39
5. Literatur	43

Vorwort

(H. W. FLÜGEL, A. KRÖLL, F. WEBER)

Im Jahre 1926 tauchten in der Literatur die Begriffe „Steirisches Becken“ und „Burgenländische Schwelle“ für den neogenen Ablagerungsraum zwischen Steirischem Randgebirge und Pannonischem Becken auf.

Erstgenannter Terminus ersetzte den älteren Namen „Mittelsteirisches Becken“, der nach 1918 seinen Sinn verloren hatte. Sieht man von einigen Vermutungen über die Geologie des Basements dieses Raumes aufgrund der Auswürflinge in den plio/pleistozänen vulkanischen Tuffen ab (A. WINKLER, 1913), so ergaben sich die ersten sicheren Hinweise erst durch die nach dem 2. Weltkrieg verstärkt einsetzende Kohlenwasserstoff-Exploration. Die erste sich auf diese stützenden Vorstellungen über Relief und Geologie gab K. KOLLMANN (1965) in seiner monographischen Darstellung des Steirischen Beckens.

Der Zuwachs an Daten in den letzten 20 Jahren ließ bei erstgenanntem Autor im Zusammenhang mit den Arbeiten an der Geologischen Karte der Steiermark 1 : 200.000 (H. W. FLÜGEL & F. R. NEUBAUER, 1984) den Wunsch entstehen, diese durch eine Karte des geologischen Untergrundes des Beckens zu ergänzen. Dies traf sich mit Überlegungen von A. KRÖLL über die Erstellung einer Reliefkarte des prätertiären Untergrundes, die sich aus der Tätigkeit der Kohlenwasserstoff-Exploration im steirischen Raum und den damit gewonnenen neuen Erkenntnissen ent-

wickelte. Die daraus entstehende Zusammenarbeit fand ihre Ergänzung in der Verbindung mit dem Institut für Geophysik der Montanuniversität Leoben und dem Institut für Angewandte Geophysik der Forschungsgesellschaft Joanneum (FGJ), welches seit mehr als 10 Jahren an einer systematischen gravimetrischen und bodenmagnetischen Vermessung der Steiermark arbeitet und darüber hinaus Daten aus seismischen Messungen in den beckenrandnahen Gebieten beisteuerte. Dazu kam letztendlich die Bearbeitung der aeromagnetischen Daten der Steiermark durch die Geologische Bundesanstalt (H. HEINZ, 1987), die zu dem Wunsch führten, in einem Kartenwerk alle bisher vorliegenden Untergrunddaten zu vereinen. Diese Zusammenstellung erfolgte durch Univ.-Prof. W. SEIBERL (Wien) im Rahmen des Forschungsprojektes Univ.-Prof. R. GUTDEUTSCH und W. SEIBERL. Eine Ergänzung erfuhr dieses Vorhaben durch die Bearbeitung der Tiefbohrungen der Rohölaufsuchungs GmbH, *Arnwiesen 1* und *Blumau 1* und *1a* durch Univ.-Prof. F. EBNER (Leoben) sowie durch die Untersuchung zahlreicher Bohrkern der ÖMV-Aktiengesellschaft durch Univ.-Doz. F. R. NEUBAUER (Graz).

Waren damit die geowissenschaftlichen Voraussetzungen für vorliegendes Kartenwerk vorhanden, bot die Geologische Bundesanstalt die Möglichkeit der Veröffentlichung all dieser Arbeiten in einer gemeinsamen Publikation. Wir möchten hierfür an erster Stelle unseren Dank Herrn Hofrat Univ.-Prof. Dr. T. E. GATTINGER, Direktor der GBA, und allen seinen Mitarbeitern aussprechen, ebenso danken wir der ÖMV-AG und der Rohölaufsuchungs GmbH, sowie der Graz-Köflacher Bergbau- und Eisenbahn-Gesellschaft (GKB), die durch die bereitwillige zu Verfügungstellung von Daten und Unterlagen die Möglichkeit ihrer Be- und Verarbeitung für vorliegende Arbeiten gegeben haben. Die Leobener Arbeitsgruppe dankt insbesondere dem Fonds zur Förderung der Wissenschaftlichen Forschung, der Österreichischen Akademie der Wissenschaften und der Forschungsgesellschaft Joanneum für die stete und nachhaltige Förderung.

Die Möglichkeit, unsere Vorstellungen über die österreichischen Grenzen in den ungarischen und jugoslawischen Raum auszudehnen, boten uns unsere Kollegen jenseits der Grenzen durch wertvolle Gespräche und Einblicke in ihre Ergebnisse. Insbesondere danken wir hier Herrn Dir. Dr. E. HAMOR (Ungarisches Geologisches Institut Budapest) und seinen Mitarbeitern, Herrn Dr. E. BALAZS (SZKFi, Budapest) sowie Herrn Dr. St. DURASEK (INA-Nafta Lendava, Jugoslawien).

Last not least danken wir allen Mitarbeitern und Mitarbeiterinnen für Schreib- und Zeichenarbeiten.

Mit den vorliegenden Karten und der bereits erschienenen Geologischen Karte der Steiermark 1 : 200.000 hat dieses Bundesland ein für Österreich einmaliges geowissenschaftliches Basiskartenwerk als Grundlage für die Wissenschaft und Praxis.

1. Aeromagnetische Karte und qualitative Interpretation

(W. SEIBERL, G. WALACH)

Das Steirische Becken und die Südburgenländische Schwelle wurden im Rahmen der aeromagnetischen Befliegung des gesamten Bundesgebietes in den Jahren 1978–1982 magnetisch vermessen.

Das Vermessungsprogramm wurde im Untersuchungsgebiet – entsprechend den topographischen Verhältnissen – in zwei Flughorizonten durchgeführt (1000 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 abgewickelt. Für die später folgende Datenverarbeitung wurden O–W-verlaufende Kontrollprofile im Abstand von 10 km befliegen. Als Meßgerät kam ein Protonenmagnetometer mit einer relativen Genauigkeit von $\frac{1}{8}$ 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 bundesweite aeromagnetische Vermessungsprogramm sei auf den von R. GUTDEUTSCH et al. (1987) verfaßten Endbericht verwiesen.

In der Beilage wird eine Isanomalienkarte der Totalintensität (ΔT) gebracht. Diese magnetischen Anomalien stellen die Feldabweichungen vom globalen Erdfeld dar, wobei die Ursachen für erstere in der oberen Erdkruste zu suchen sind. Da das Magnetfeld auch zeitlich veränderlich ist, stellt sich der anomale Feldbetrag (ΔT) folgendermaßen dar:

$$\Delta T(x,y,z) = T(x,y,z,t) - T(t) - T_{int} - \delta T$$

Darin bedeuten:	$T(x,y,z,t)$...	Meßwerte am Flugprofil
	$T(t)$...	Zeitliche Variation des Erdfeldes
	T_{int} ...	Erdmagnetisches Hauptfeldes
	δT ...	Etwaige Restfelder

Zur Reduktion der zeitlichen Variationen ($T(t)$) wurden die Registrierungen der Tagesgangstation in Gams bei Frohnleiten (Stmk.) benutzt. Wegen zeitweiliger Ausfälle der Station in Gams wurden für die entsprechenden Zeiträume die Daten des Observatoriums Wien-Kobenzl zur Tagesreduktion verwendet. Da das gesamte Befliegungsprogramm der aeromagnetischen Vermessung Österreichs sich über 5 Jahre erstreckte, wurden zur Berücksichtigung der Säkularvariation sämtliche Tagesgangreduktionen auf die Registrierung des Observatoriums Wien-Kobenzl zur Epoche 1977,7 bezogen.

Geologische Aussagen über den Untergrund sind allein aus den magnetischen Anomalien möglich. Da diese insbesondere bei aeromagnetischen Messungen in größeren Höhen im Vergleich zum Hauptfeld der Erde nur sehr kleine Amplituden aufweisen, ist es zweckmäßig, eine Regionalfeldkorrektur (T_{int}) an den Meßdaten anzubringen. Dadurch ist es möglich, auch Anomalien mit kleiner Dynamik in geeigneter Weise darzustellen.

Die beiliegende Isanomalienkarte enthält Anomalien als Feldabweichungen (ΔT) vom globalen Erdfeld (T_{int}), wobei letzteres durch das Internationale Geomagnetische Referenzfeld (IGRF) definiert ist. Der Verlauf dieses Hauptfeldes kann für relativ kleine Meßgebiete, als Beispiel dafür sei das Bundesgebiet angeführt, gut durch eine Ebene angenähert werden. Daher sind zu deren Darstellung nur zwei Gradienten des IGRF (zur Epoche 1977,7) und eine Konstante T_c , die von der Flughöhe abhängig ist, notwendig:

Gradient in Richtung Nord $\delta T/\delta\varphi = 2,67 \text{ nT/km}$

Gradient in Richtung Ost $\delta T/\delta\lambda = 0,75 \text{ nT/km}$

Die Restfehler (δT) beinhalten vor allem Störungen des Meßflugzeuges am Ort des Sensors, die in beiden Flugrichtungen relativ zum Erdmagnetfeld unterschiedlich sein können (= heading error). Diese Fehler können mit Hilfe der Daten von Kontrollprofilen weitgehend eliminiert werden. Dazu wurden die Meßwertdifferenzen an den Kreuzungspunkten von Meß- und Kontrollprofilen bestimmt. Aus den Differenzen an vielen Kreuzungspunkten wurden unter Anwendung statistischer Verfahren Korrekturwerte ermittelt und die Restfehler damit zum Großteil beseitigt.

Ein etwaiges hochfrequentes Rauschen in den gemessenen Werten ($T(x,y,z,t)$) wurde bereits zu Beginn der Verarbeitung der magnetischen Daten durch Anwendung von sorgfältig angepaßten digitalen Filtern minimiert.

Über ein automatisches Interpolations- und Konturierungsprogramm wurde in der Folge der beiliegende Isolinienplan hergestellt, wobei die ΔT -Werte des 2500 m-Horizontes auf 1000 m nach unten fortgesetzt wurden.

Die dominierenden magnetischen Anomalien im Steirischen Becken lassen sich zum Großteil auf den tertiären Vulkanismus zurückführen (HEINZ et al., 1987a,b). Im Bereich der Südburgenländischen Schwelle herrschen vom Typ her ähnliche Anomaliestrukturen vor, doch sind deren Quellen dem prätertiären Untergrund zuzuordnen. Gemeinsame Merkmale dieses Anomalientyps sind Großflächigkeit, hohe Störampplituden von meist deutlich über 100 nT und ein stärker strukturierter Isolinienverlauf. Im Bereich der westlichen (Beispiel: Reinischkogel) und nördlichen Beckenumrahmung (Beispiel: Raum Weiz – Pöllau) und seltener auch unter Sedimentbedeckung (Beispiel: westlich Gleisdorf), sind meist einfach strukturierte Anomalien kleinerer Störampplitude zu beobachten, deren Quellen in der Lithologie des prätertiären Grundgebirges liegen. Es erscheint daher nützlich, eine kurzgefaßte Übersicht der magnetischen Leitgesteine der Interpretation dieses Raumes voranzustellen.

Gesteinsmagnetische Untersuchungen der Vulkanite des Kartengebietes wurden von MAURITSCH (1972, 1975), WALACH (1976), ZYCH (1976), SEIBERL (1978) sowie POHL & SOFFEL (1982) durchgeführt. Danach sind die Suszeptibilitäten für die miozäne Eruptionsphase mit $5\text{--}35\cdot 10^{-3}$ bzw. für die plio/pleistozänen Vulkanite und mit ihnen verknüpften Pyroklastika mit $10\text{--}100\cdot 10^{-3}$ SI-Einheiten anzugeben. Letztere sind häufig auch durch eine inverse remante Magnetisierung (POHL & SOFFEL, 1982) gekennzeichnet. Nach einer Übersicht von WEBER et al. (1981) beträgt die Suszeptibilität der höher magnetisierbaren Gesteine des Pennins der Südburgenländischen Schwelle (serpentinisierte Ultramafite, Metagabbros) im Mittel $36\cdot 10^{-3}$ SI, während für Amphibolite und Grünschiefer des Austroalpinen Kristallins und des Oberostalpins allgemein Werte von $2\text{--}50\cdot 10^{-3}$ SI angegeben werden (MAURITSCH & SCHMID, 1981; WALACH, 1977, 1988). Da der Backgroundwert für die Hauptmasse der Sedimente und Metamorphite nach WEBER et al. (1981) mit kleiner als $1\cdot 10^{-3}$ SI anzunehmen ist, besteht für die aufgezählten magnetischen Leitgesteine ein guter Magnetisierungscontrast.

Südlich von Graz bei Wundschuh – Weitendorf liegt in der Westflanke der Mittelsteirischen Schwelle eine magnetische Anomalie von rund 10 km Nord–Süd-Er Streckung, die schon von TOPERCZER (1947a), MAURITSCH (1975) und ZYCH (1977) durch Bodenmessungen im Detail untersucht worden ist. Insbesondere durch den im Südteil der Anomalie liegenden Steinbruch Weitendorf ist ein Zusammenhang mit miozänen Vulkaniten (Shoshonit) erwiesen. Interessant ist, daß die Einmuldung

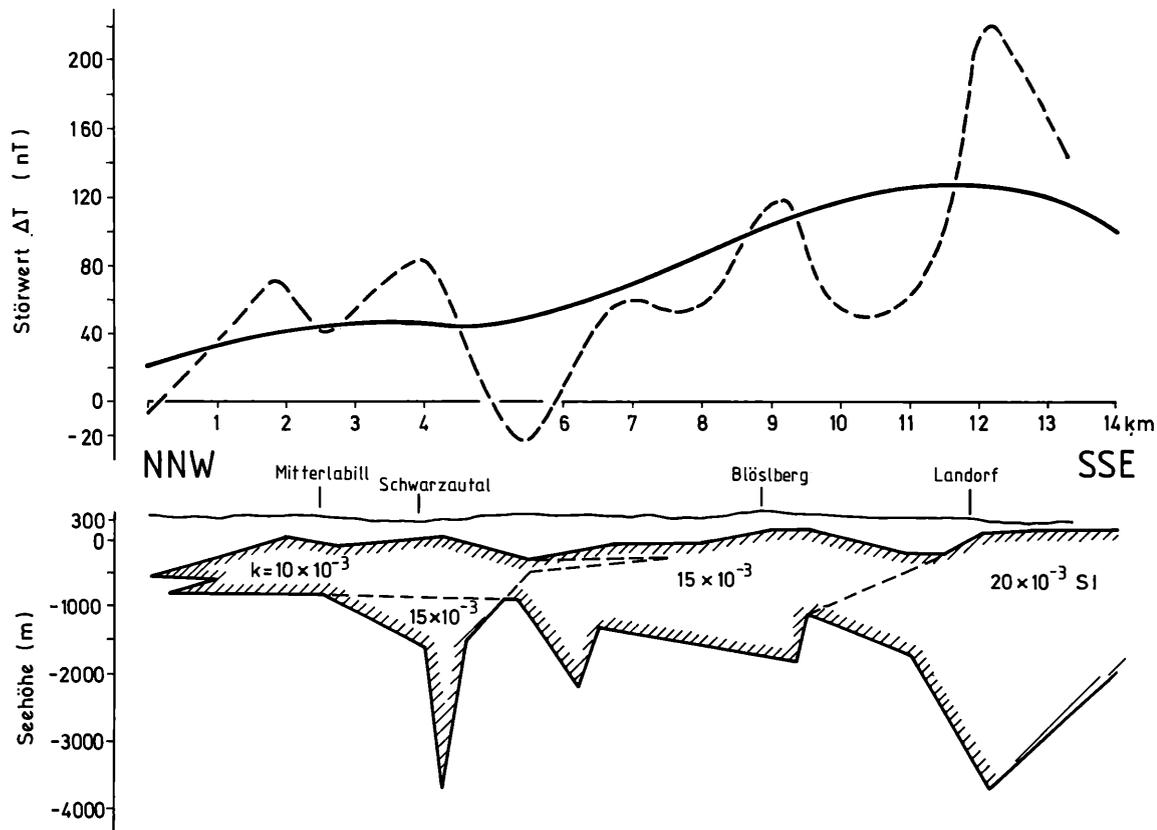


Abb. 2.
 Anomalieverlauf nach
 Aeromagnetik (durch-
 gezogenen) und Boden-
 messungen (strich-
 liert) mit 2d-Rechen-
 modell durch die
 Längsachse des be-
 grabenen Vulkans
 von Landorf-Mitterla-
 bill; umgezeichnet
 und ergänzt nach
 LANZ (1982).

zwischen den Teilmaxima genau mit der Achse der nach der Schwerekarte beschriebenen Ost–West-Senke zusammenfällt.

Die Verbreitungsgebiete der mehrheitlich unter mächtigen Sedimenten begrabenen miozänen Stratovulkane von Landorf-Mitterlabill, Gleichenberg und Ilz-Kalsdorf bilden zwischen Leibnitz und Fürstenfeld einen komplex ineinander übergehenden, mit Störampplituden bis über 200 nT der Richtungstendenz der Südburgenländischen Schwelle folgenden Anomalienzug. Insbesondere der Südteil dieser Anomalien im Raum Leibnitz Radkersburg – Gnas wurde schon sehr frühzeitig (FORBERGER & METZ, 1939; TOPERCZER, 1947b) eingehend untersucht. Wie die hauptsächlich auf Bodenmessungen fußenden Modellrechnungen (LANZ, 1982; WALACH, 1986) und Bohrprofile (*Mitterlabill 1*, vgl. Strukturkarte) zeigen, sind die miozänen Vulkankörper intensiv mit den umgebenden Sedimenten verzahnt (vgl. Abb. 3). Nach EBNER et al. (1986) können mit Hilfe der Aeromagnetik die Bereiche mit mächtigen, zusammenhängenden Vulkanitmassen (vgl. geologische Untergrundkarte) gut abgegrenzt werden. Daß die Eruptionskörper im Schwerebild kaum in Erscheinung treten, ist wahrscheinlich auf die Verzahnung Vulkanite/Sedimente und eine damit einhergehende Nivellierung der Dichtekontraste zurückzuführen. Detailuntersuchungen wurden von A. KRÖLL & D. ZYCH (1979) vorgenommen (ÖMV-interner Bericht).

Die meisten Vorkommen der plio/pleistozänen Eruptionsphase treten in der Aeromagnetik nicht in Erscheinung. Das ist zum Teil sicher mit ihrer inversen Magnetisierung, hauptsächlich aber mit ihrer im Verhältnis zur Flughöhe zu geringen Masse zu erklären. Ausnahmen, wie im Raum Stradnerkogel – Klöch – Seindl oder in der Umgebung von Feldbach, sind an Gebiete mit konzentriertem Auftreten des plio/pleistozänen Vulkanismus gebunden.

Im Gebiet der Südburgenländischen Schwelle ist zwischen Raabtal und Südrand des Rechnitzer Gebirges die von der Gravimetrie her bekannte Abfolge von Schwellen und Senken auch für das magnetische Anomaliebild kennzeichnend. Für die mit mehr als 350 nT größte magnetische Anomalie des Kartenblattes mit Zentrum rund 8 km nördlich von Güssing, ist nach unveröffentlichten Detailuntersuchungen (WALACH, 1985), eine Bindung an magnetische Leitgesteine des Pennins wahrscheinlich. Die lokale Anomalie bei Hannersdorf mit Störampplituden bis über 140 nT ist wahrscheinlich mit höher magnetisierbaren Grünschiefern des Oberostalpins (WEBER et al., 1981) zu korrelieren.

Im Gebiet nördlich des Rechnitzer Gebirges ist allgemein eine regionale Abnahme der Störampplituden um rund 50 nT zu beobachten. Dies führt einerseits dazu, daß ein direkter Vergleich mit dem Anomaliefeld weiter südlich nicht möglich ist und andererseits die in der Hubschrauberphysik (SEIBERL et al., 1986) deutlich hervortretenden Anomalien der im Rechnitzer Gebirge (Kleine Plischa – Glashütten) und bei Bernstein anstehenden Serpentine in der aeromagnetischen Karte nur Amplituden von wenig über 0 nT erreichen. Nördlich des Rechnitzer Gebirges stellt sich bei vorwiegend negativen Störwerten der auch in der Gravimetrie zu beobachtende Nordosttrend des Isanomalienbildes ein.

Im westlichen Vorland der Südburgenländischen Schwelle treten nordöstlich von Burgau, westlich von Oberwart und östlich von Friedberg kleinere, isolierte Anomalien auf, die nicht eindeutig bestimmten magnetischen Leitgesteinen zugeordnet werden können. Als Anomaliequelle sind sowohl tiefliegende Vulkanitkörper als auch prätertiäre Störellemente möglich. Nach PAHR (1980) wird für die östlich von Friedberg bei Schäßfern liegende Anomalie ein Zusammenhang mit Serpentiniten des aus dem Raum Bernstein nach Westen abtauchenden Penninikums angenommen.

Die Anomalien im Gebiet der Weizer Bucht mit Störwerten bis über 20 nT sind nach Tiefenschätzungen und Vergleichen mit der Strukturkarte präneogenen Gesteinen zuzuordnen (Wollsdorfer Metabasit-Formation, vgl. geologische Untergrundkarte) – auch für die kleine Anomalie von rund 30 nT nordwestlich von Lieboch läßt sich zwanglos ein Zusammenhang mit Amphiboliten der westlichen Beckenumrandung (Raum Reinischkogel) herstellen. Die Achse des Weststeirischen Beckens wird durch ein langgestrecktes Minimum markiert.

2. Schwerekarte

(G. WALACH & D. ZYCH)

Die erste Beschreibung des Schwerefeldes der Tertiärgebiete am Alpenostrand stammt von SIEMENS (1943) und geht auf Messungen der geophysikalischen Reichsaufnahme zurück. Es ist bemerkenswert, daß diese älteste „Geologisch-gravimetrische Übersichtskarte des steirischen Beckens (1 : 500.000)“ in den für Schweremessungen topographisch günstigen Gebieten modernen Bearbeitungen nahezu gleichwertig ist. Das hat dazu geführt, daß die meisten von SIEMENS geprägten und von VEIT (1950) dokumentierten Strukturbezeichnungen von KOLLMANN (1965) übernommen und auch in der vorliegenden Neubearbeitung beibehalten werden konnten. Erst mit Annäherung an die Grundgebirgsränder treten gewisse Probleme auf, die zum Teil mit den schwieriger werdenden Meß- und Auswertebedingungen, zum größeren Teil aber mit einer zu kleinen Stationsdichte bzw. der Mitverwendung von Pendelpunkten geringer Genauigkeit zu erklären sind. Jüngere, den Alpenostrand überdeckende, überregionale Vermessungen bzw. Zusammenfassungen erfolgten durch SENFTL (1965) bzw. 1964 durch das Bureau Gravimetric International (BGI). Diese Karten der Bouguer-Isanomalien vermitteln schon auf Grund des Maßstabes (1 : 1.000.000) und der gewählten Äquidistanz der Isolinien (10 mgal) nur einen übersichtsmäßigen Zusammenhang mit der großräumigen Schwereverteilung.

Im Rahmen des Internationalen Geodynamik-Projektes wurde 1976 durch das Institut für Geophysik der Montanuniversität Leoben eine Neuvermessung des Schwerefeldes der alpin-pannonischen Übergangszone zwischen Pöls-Lavant-System, Norischer Senke und den Staatsgrenzen zu Ungarn und Jugoslawien begonnen. Unter Verwendung moderner Gravimeter hoher Meßgenauigkeit (La-Coste-Romberg, Worden) wurde für das etwa 15.000 km² große Untersuchungsgebiet eine mittlere Stationsdichte von 1 Gravimeterpunkt je 2–3 km² angestrebt. Ab 1978 wurden die Messungen aus Mitteln des Hochschulschwerpunktes „Frühalpine Geschichte der Ostalpen“ und ab 1981 mit Beteiligung des Institutes für Angewandte Geophysik der Forschungsgesellschaft Joanneum auch in rohstoffbezogenen Projekten der Bund-Bundesländer-Kooperation weitergeführt.

Die vorliegende Karte der Bouguer-Isanomalien stützt sich auf rund 5000 Meßpunkte. Durch teilweise Mitverwendung von Messungen aus den Aufsuchungsgebieten der ÖMV-Aktiengesellschaft im Raum Graz – Weizer Bucht – Weststeiermark und Südburgenland erfuhr das Datenmaterial eine wesentliche Bereicherung. Der laufende Stand der Untersuchungen wurde in einer Reihe von unveröffentlichten Forschungsberichten und Publikationen (WALACH, 1981, 1983, 1986); WEBER et al., 1980, 1981, 1982; WALACH & WEBER, 1987) dokumentiert. Eine Übersicht über die Ergebnisse der Schweremessungen der ÖMV-Aktiengesellschaft geben interne Berichte bzw. ZYCH (1988).

2.1. Meß- und Auswertemethodik

Die für die Kartenerstellungen verwendeten Schwerkraftwerte sind auf das österreichische Schweregrundnetz (ÖSGN) 1980 (RUESS, 1985) bezogen. Dazu wurden 1984 die noch im alten „ECL (european calibration line)-Potsdam“-System liegenden lokalen Basisnetzpunkte (ÖMV, MU Leoben) mit dem ÖSGN-Netz zusammengemessen, zum Teil neu ausgeglichen und das gesamte Datenmaterial in das ÖSGN 1980-System transformiert. Die mittlere Schweredifferenz (Referenzpunkt TU Graz, Keller) zwischen altem und neuem System beträgt $-15,12$ mgal. Der mittlere Fehler der einzelnen Feldpunkte wurde mit besser als $0,03$ mgal berechnet. Die Bestimmung der Bouguer-Anomalien erfolgte nach der Beziehung

$$\Delta g'' = g + \delta g_F + \delta g_B + \delta g_T - \gamma$$

- Darin bedeuten: g ... Absolute Schwere des Punktes im System ÖSGN 1980
 γ ... Normalschwere als Funktion der geographischen Breite Φ
Internationale Schwereformel 1980 (IAG, 1983)
 δg_F ... Freiluftreduktion
 δg_B ... Ebene Bouguerreduktion
 δg_T ... Topographische Reuktion

Die Reduktionsrechnung erfolgte mit Bezug auf Adria Null unter Verwendung einer konstanten Dichte von 2670 kg/m^3 . Für die topographische Reduktion bis zu einer Entfernung von 20 km um jeden Meßpunkt kam das digitale Modell mittlerer Geländehöhen von Österreich (RUESS, 1983; WALACH, 1985) zur Anwendung. Die berechneten Bouguer-Anomalien haben gegenüber vergleichbaren, älteren Karten auf Basis Potsdam und Normalschwere 1930, wie SENFTL (1965) und BGI (1964), einen mittleren Differenzbetrag von $-6,1$ mgal.

Unter Berücksichtigung der maximal auftretenden Horizontalgradienten von über 5 mgal/km und des mittleren Punktabstandes von 2 km wurde dem Kartenmaßstab entsprechend eine Äquidistanz der Isolinien von 2 mgal gewählt. Für die Kartenerstellung wurden die berechneten Bouguer-Anomalien zunächst nach dem Kriging-Verfahren auf ein Gauß-Krüger-Netz von 2 km Seitenlänge interpoliert. Die Herstellung des Isolinienplanes erfolgte mit Hilfe der Graphik-Software UNIRAS am Rechenzentrum der Forschungsgesellschaft Joanneum in Leoben. Die digitale Datenbearbeitung lag in den Händen von R. MAYER und E. POSCH.

2.2. Interpretation

Das Isanomalienbild der Bouguerschwereverteilung wird grundsätzlich durch das Zusammenwirken von lithologisch bedingten Dichteänderungen und Störkörpergeometrien bestimmt. Geht man in der Interpretation von einem Zweischichtfall aus, der den fundamentalen Dichtekontrast zwischen Grundgebirge und Sedimentauflage in einfachster Form berücksichtigt, so spiegelt die Anomalienverteilung ein durch lithologische (Dichte) und/oder geologische Komplikationen (Beispiel: Vulkanite) verzerrtes Abbild des Grundgebirgsreliefs wieder. Markante Isolinien-scharungen können im allgemeinen Bruchstrukturen zugeordnet werden. Sie sind meist an den Flanken von positiven Anomalienzügen zu beobachten (Beispiel: Westrand der Mittelsteirischen Schwelle).

Bei übersichtsmäßiger Betrachtung der Karte der Bouguer-Anomalien fällt auf, daß in den zentralen Teilen des Meßgebietes N-NE-streichende, abwechselnd positive und negative Anomalienzüge vorherrschen. Gegen NW hin ist ein allmählicher Übergang in den Schweretrend eines regionalen Minimums („alpinen Schwe-

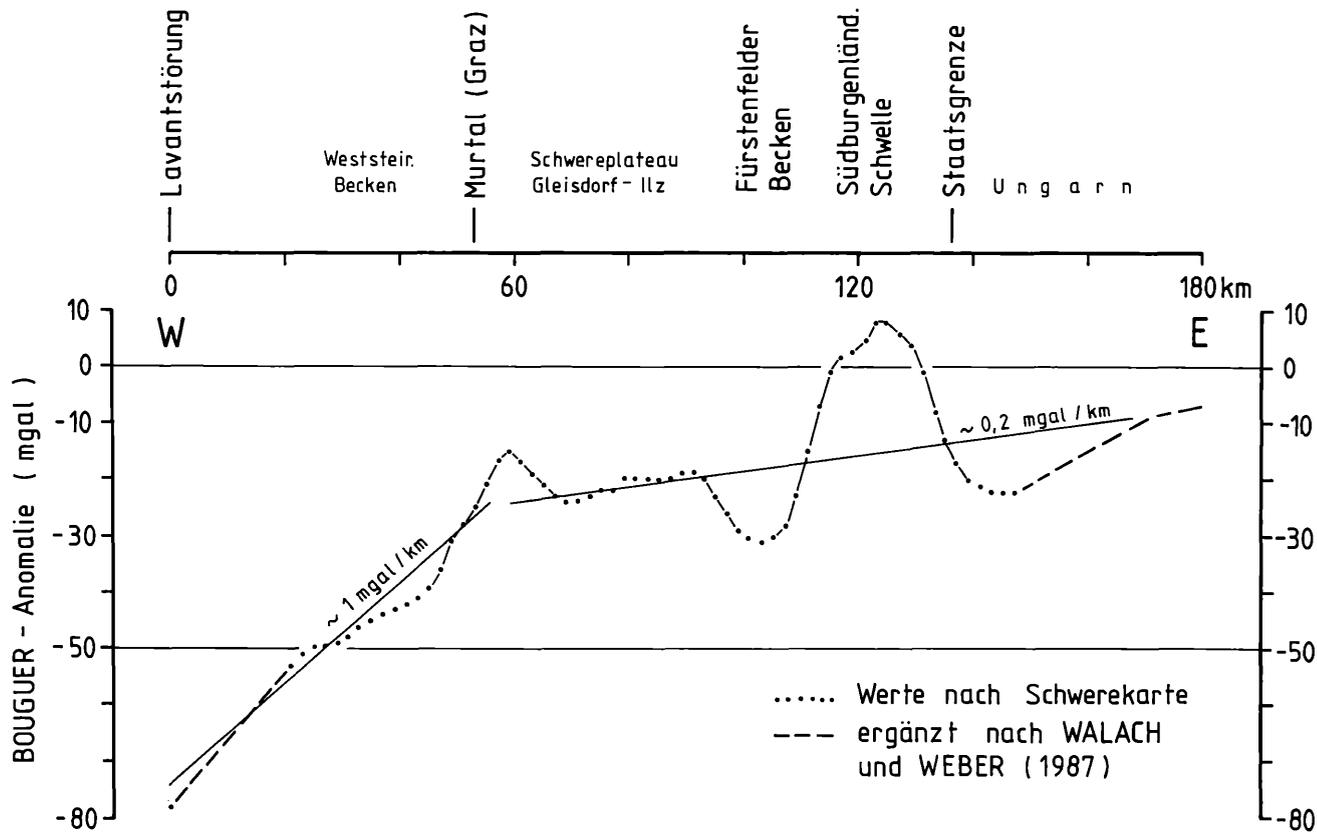


Abb. 3.
 Schwereprofil (Bouguer-Anomalien) entlang 47° nördlicher Breite (Graz) zwischen Lavanttal und Westungarischem Becken (alpin-pannonische Übergangszone); nach Schwerekarte mit Ergänzungen (WALACH & WEBER, 1987).

retrog“, vgl. SENFTL, 1965) zu beobachten, während der E- und SE-Rand von einem in sich stärker gegliederten Schwerehoch (Südburgenländische Schwelle) eingenommen wird. Der West- und Südrand zeigen stärker wechselnde, lokale bis regionale Anomalie-Elemente, wobei gegen W bis NW hin eine zunehmende Depressionstendenz zu beobachten ist.

Die Großgliederung der Tertiärgebiete am Alpenostrand nach K. KOLLMANN (1965) geht in ihren Hauptzügen und Benennungen auf die Interpretation der Schwerekarte von SIEMENS (1943) zurück. Zentrales Anomalie-Element ist dabei das im Bereich des Murtales N-S-verlaufende Schwerehoch der Mittelsteirischen Schwelle, welches das kleinere Weststeirische vom Oststeirischen Becken scheidet. Analysen der Schwereverteilung mit Methoden der Feldertrennung (WALACH & WEBER, 1987) lassen erkennen, daß im Bereich dieses Schwerehochs ein grundsätzlicher Umbau der Regionalfeldtendenz Platz greift. Während östlich der Schwelle regional gesehen flache Horizontalgradienten unter 0,5 mgal/km bei oszillierenden Anomalieamplituden vorherrschen, stellt sich westlich der Schwelle sofort ein lateral beständiger Regionaltrend von über 1 mgal/km ein. Dieses Verhalten des Schwerefeldes zeigt den Wechsel vom pannonen zum alpinen Krustenaufbau an (siehe Abb. 4).

Zwischen Koralpe und Mittelsteirischer Schwelle erstreckt sich aus dem Raum Voitsberg – Stallhofen im N bis zur Staatsgrenze im S der Schweretrog des Weststeirischen Beckens. Vom W hereinziehende Sporne bei Stainz und Wies führen zu einer Dreiteilung in die Teilbecken von Lieboch, St. Florian und Eibiswald. Östlich von Lieboch wird das Hoch der Mittelsteirischen Schwelle von einem Minimum mit E-weisender Achse durchbrochen – ein ähnliches, aber schwächer ausgeprägtes Minimum beobachtet man nördlich des Sausalgebirges. Dadurch wird die Schwelle in die drei Blöcke Ragnitz – Mariatrost, Wildon – Lebring und Sausal – Remschnigg gegliedert.

Auch in dem durch die markanten Schwerehochs der Mittelsteirischen und Südburgenländischen Schwelle umrahmten Oststeirischen Becken tritt die Subgliederung im Anomalienbild deutlich hervor, wobei NE- und NW-Richtungen vorherrschen. Am auffälligsten ist eine in der Friedberger Bucht beginnende und dem ganzen W-Rand der Südburgenländischen Schwelle folgende Rinnenstruktur von mehr als 80 km Länge, die – mit Ausnahme des isolierten Minimums der Weizer Bucht – alle Becken bzw. Teilbecken (Allhau – Burgau – Fürstenfeld, Fehring – Feldbach, Gnas, Saßbach – Mureck) verbindet. Der W-Rand dieser Schwereerdepression wird von einer ausgeprägten Hochzone begleitet. Diese beginnt nördlich von Hartberg, wird im Bereich der Pöllauer Bucht von schmalen Minimumzonen mit NW-Richtung auffällig durchbrochen und mündet zunächst in das Schwereplateau von Gleisdorf – Ilz. Wie Detailuntersuchungen des Schwere- und Magnetfeldes andeutungsweise gezeigt haben (WALACH, 1986), wird das Schwerebild dieses Plateaus durch ein komplexes Zusammenwirken von begrabenem Vulkanismus (Ilz – Kalsdorf, Riegersburg – Altenmarkt), Grundgebirgsaufbrüchen (Arnwiesen – Kleeberg) und einem intensiven tektonischen Geschehen mit NNE- und NW-Richtungen (vgl. Geologische Untergrundkarte NW Fürstenfeld) geprägt.

Das Schwereplateau von Gleisdorf – Ilz steht über zwei Maximumzonen mit den großen Hochzonen der beiden das Becken begrenzenden Schwellen in Verbindung. Südlich von Gleisdorf besteht eine sattelförmige Verbindung zu dem Hoch der Ragnitz östlich von Graz als Fortsetzung der Platte, durch die das Minimum der Weizer Bucht von einer NW-weisenden Mulde des Gnaser Beckens im Raum Kichberg getrennt wird. Gegen S zeichnet sich im Bouguerschwerebild deutlich

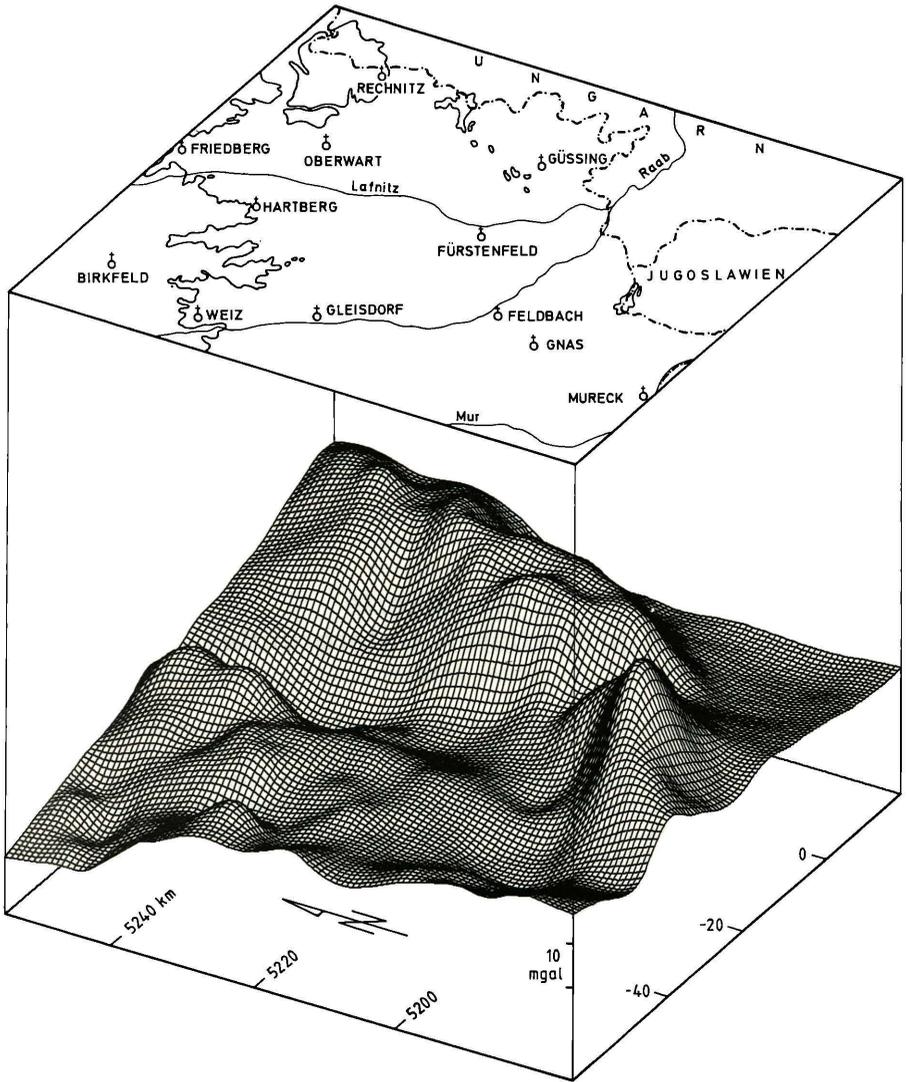


Abb. 4.
Blockdiagramm des Schwerefeldes, Ausschnitt Südburgenländische Schwelle.

die über Feldbach – Gleichenberg – Stadelberg verlaufende, von F. KOLLMANN (1965) benannte, Auersbacher Schwelle ab.

In der NE-Ecke des Kartenbildes zeigt das Tief der Senke von Deutschkreutz und der Bucht von Lockenhaus eine ausgeprägte NNE-Achse sowie eine entlang der S-Flanke des Brennbirges nach W führende Randbucht (Landsee). Mit dem

Rechnitzer Gebirge beginnt der schon mehrfach angesprochene, viergegliederte Maximumzug der Südburgenländischen Schwelle mit den Teilelementen

Rechnitzer Gebirge

Bucht von Großpetersdorf – Dürnbach

Eisenberg – Punitz-Hoch

Senke von St. Michael – Güssing

Hoch von Sulz

Senke von Weichselbaum

Schwererücken von Neuhaus – Stadelberg – Radochen.

Abschließend ist zu bemerken, daß aus Gründen der Eindeutigkeit zahlreiche, nur schwach im Schwerebild in Erscheinung tretende Anomaliestrukturen nicht näher erläutert wurden. Grundsätzlich würde das verwendete Datenmaterial, insbesondere aus den sehr eng vermessenen Aufsuchungsgebieten der ÖMV-Aktiengesellschaft, wesentlich weiterführende Interpretationen und Strukturanalysen gestatten. Dieser Schritt würde aber großmaßstäbliche Kartendarstellungen und umfangreiche Detailbearbeitungen erfordern.

3. Reliefkarte des prätertiären Untergrundes

(A. KRÖLL)

Im Laufe der Jahrzehnte hat sich auf den verschiedenen geowissenschaftlichen Gebieten, vor allem durch die Prospektion auf Energieträger, eine Fülle von Daten angesammelt, die eine zusammenhängende Darstellung von Relief und Struktur des präneogenen Untergrundes des Steirischen Beckens und der Südburgenländischen Schwelle aus heutiger Sicht als zweckmäßig erscheinen haben lassen.

Ihrer Bedeutung und Verlässlichkeit nach wurden die Bohrerergebnisse als Basis für die Karte und in weiterer Folge die geophysikalischen Untersuchungen, wie Reflexions- und Refraktionsseismik, Gravimetrie und Aeromagnetik, verwendet. Bohrerergebnisse fanden allerdings nur Verwendung, soweit sie den Beckenuntergrund erreicht haben bzw. für die Darstellung der Mindesttiefe Bedeutung hatten. Nicht dargestellt wurden Beckenrandbohrungen, die infolge zu geringer Tiefe keinen wesentlichen Einfluß auf die Tiefenlinienführung gebracht haben.

Über diese Basisinformation der Tiefbohrungen wurden die seismischen Messungen eingebunden und für die flächenhafte Erweiterung der Beckenuntergrundstruktur verwendet. Naturgemäß ist die seismische Informationsdichte bzw. auch Aussagekraft unterschiedlich, sodaß in weiterer Folge gravimetrische wie auch aeromagnetische Meßergebnisse für die Darstellung des Reliefs Verwendung gefunden haben. Demzufolge weist die Karte unterschiedliche Verlässlichkeiten der Tiefenlinienführung auf. Allgemein kann festgehalten werden, daß das Oststeirische Becken und die Südburgenländische Schwelle eine weit höhere Datendichte aufweisen als das Weststeirische Becken. Auch innerhalb der Becken sind natürlich unterschiedliche Sicherheiten der Linienführung gegeben. So ist z.B. der nördliche Teil des Oststeirischen Beckens vom Gebiet Gleisdorf – Fürstenfeld mit mehr und verlässlicheren Daten erfaßt als der südliche Beckenteil. Auch die Südburgenländi-

sche Schwelle weist eine hohe Verlässlichkeit in der Darstellung auf. Anders liegen die Verhältnisse im Weststeirischen Becken. Neben der geringen Anzahl von Tiefbohrungen gibt es nur einzelne reflexionsseismische Profile westlich von Arnfels und Wildon und refraktionsseismische Messungen im Raume nördlich von Lieboch. Die vorliegenden gravimetrischen Messungen erlauben für den südlichen Teil des Beckens jedoch eine gute Darstellung der Beckenform, wobei die Tiefenlinienführung mit gewissen Unsicherheiten behaftet ist.

Als störender Faktor muß allgemein das Auftreten des Vulkanismus festgestellt werden. Durch sein Auftreten sinkt die Aussagekraft der seismischen wie auch der gravimetrischen Messungen hinsichtlich der Möglichkeit, den Beckenuntergrund zu verfolgen. Die seismischen Signale werden durch die stark wechselnden lithologischen Verhältnisse im Bereich der vulkanischen Schüttungen stark gestört und es kommt zur Minderung der Meßdaten. Darüberhinaus wird das seismische Bild für die Interpretation mehrdeutig. Ähnlich liegen die Verhältnisse auch bei den gravimetrischen Meßergebnissen. Die Aeromagnetik hingegen bringt naturgemäß sehr brauchbare Informationen über das Auftreten und die Verbreitung des Vulkanismus und liefert z.T. auch gut brauchbare Informationen über den lithologischen Aufbau des Untergrundes, weniger jedoch über das Relief desselben.

Allgemein kann bemerkt werden, daß die Aussage der geophysikalischen Untersuchungen hinsichtlich des Beckenuntergrundes überall dort gut sind, wo die petrophysikalischen Verhältnisse in einfacher Form vorliegen. Treten hingegen, wie vorne schon bemerkt, komplexe Vorgänge, wie z.B. Überdeckung durch Vulkanite oder Konglomerate größerer Mächtigkeit, wie z.B. im Karpat, auf, so verschleiern diese die Informationen aus dem Untergrund und machen die Interpretation mehrdeutig. Trotz der aufgezeigten Unsicherheiten war es möglich, durch das Einbinden der Tiefbohrergebnisse eine zusammenfassende Darstellung des Reliefs zu erstellen.

3.1. Das Relief des Beckenuntergrundes

Eine Darstellung des Relief des Beckenuntergrundes wurde vor allem von K. KOLLMANN (1965) in sehr ausführlicher Form gegeben, die in ihren wesentlichen Zügen auch heute ihre Gültigkeit hat. Der Raum des Steirischen Beckens und des Südburgenlandes wird im Beckenuntergrund durch zwei Schwellenzonen bestimmt. Die Südburgenländische Schwelle mit einem NE-SW-Streichen, war für die Bildung des Steirischen Beckens im Miozän das tragende Strukturelement und trennt dieses vom Raum des Pannonischen Beckens.

Die Mittelsteirische Schwelle teilt mit einem N-S-Streichen das Becken in einen kleineren weststeirischen Beckenteil und in den ausgedehnten oststeirischen Beckenteil. Diese vorgenannten Schwellenzonen sind in ihrem strukturellen Aufbau jedoch nicht so gleichmäßig, wie es der erste Blick erscheinen läßt. So zeigt die Südburgenländische Schwelle im Raume Jennersdorf einen deutlichen Knick und Einbruch, sodaß man von einem NE-SW-streichenden steirischen und einem mehr N-S-streichenden burgenländischen Anteil sprechen kann. Über die Bedeutung dieses Knickes soll näher im Abschnitt „Tektonik“ eingegangen werden. Die Mittelsteirische Schwelle, die vom Sausal gegen Norden zum Plabutsch-Zug westlich von Graz verläuft, zeigt auch eine Aufgabelung in einen östlichen Ast, der eigentlichen Sausal-Schwelle, der zum Sporn der Platte östlich von Graz zieht. Die Bucht von Graz liegt zwischen diesen Ästen.

Das Weststeirische Becken hat in seinen Grundzügen eine N-S-Erstreckung und wird durch Schwellenzonen im Raum Stainz und Wies in drei Teilbecken geteilt, die maximal 800–900 m Tiefe erreichen. Es sind dies die Becken von Eibiswald, St. Florian und Lieboch. Im letzteren liegt auch die bis jetzt tiefste Bohrung, *Söding 1*, mit 724 m Mächtigkeit der tertiären Sedimente.

Während der Drucklegung dieser Erläuterungen haben reflexionsseismische Messungen, ausgeführt vom Institut für Angewandte Geophysik (FGJ), im Becken von Lieboch, nördlich der Ortschaft, Tiefenwerte von 1000 m erbracht. Damit ist eine noch stärkere Asymmetrie des Beckens gegenüber der Darstellung in der Karte gegeben.

Von weit größerer Ausdehnung ist das Oststeirische Becken, welches eine SW-NO-Erstreckung aufweist und durch die Mittelsteirische Schwelle im W bzw. den Grundgebirgsrand im NW begrenzt wird. Die Abgrenzung zum Westpannonischen Raum ist durch die im SE liegende Südburgenländische Schwelle gegeben. Eine Schwellenzone (Auersbacher Schwelle) verläuft von Feldbach in Richtung Gleisdorf bis zum Untergrundsporn des Kulm und schafft eine Teilung des Beckens in das Gnaser Becken und das Fürstenfelder Becken. Die größte neogene Sedimentmächtigkeit liegt im Fürstenfelder Becken mit rund 2900–3000 m vor. Obwohl das Becken sich in Richtung Pinkafelder Bucht erweitert und die Schwerewerte ein ausgeprägtes Minimum in diesem Raume erreichen, liegt nach den seismischen Messungen im Gebiet Fürstenfeld das Beckentiefste (*Fürstenfeld Therm 1*, mit 2745 m Neogen).

Das Gnaser Becken erreicht hingegen nach den geophysikalischen Unterlagen nur eine Tiefe von ca. 2300–2400 m, die jedoch durch die mächtigen Vulkandecken unsicher sind. Die tiefste Bohrung (*Mitterlabil 1*) liegt am westlichen Beckenrand und hat mit 1783 m Endtiefe die neogene Sedimentfolge nicht durchbohrt. Deutlich getrennt durch die Schwellenzone von Leibnitz liegt im S im Raum Mureck eine schmale Senkungszone, die auch Sedimenttiefen bis zu 2400 m aufweisen kann. Die tiefste Bohrung (*Pichla 1*) liegt am westlichen Rand und hat 1698 m neogene Sedimente, davon ca. 1500 m Karpat, nachgewiesen. Bei dieser Einsenkungszone handelt es sich um eine interkarpatische Grabenzone, die überwiegend mit grobklastischem Material aufgefüllt worden ist. Auch die Bohrung *Blumau 1a* nördlich von Fürstenfeld konnte die Existenz solcher karpathischer Senkungszone mit grobklastischen Sedimenten bis zu 900 m Mächtigkeit nachweisen.

Generalisierend kann man das Oststeirische Becken als einen asymmetrischen Senkungsraum, durch eine Kippung entstanden, betrachten, der gegen SE eingesunken ist, und bis ins Unterpannon an Verwerfungen bzw. durch das Beckenrelief der Südburgenländischen Schwelle begrenzt wird. Die Schichten des Oberpannons ziehen weitgehendst, soweit nicht Inselberge herausreichen, über die Schwellenzone hinweg und fallen zum Westpannonischen Becken hin ein. Dabei liegen sie teilweise unmittelbar dem prätertiären Untergrund auf (*Güssing 1*, *Edlitz 1*).

Eine Reihe von ausgeprägten Randbuchten, die durch Sporne des Untergrundes gebildet werden, liegen am NW-Rand des Oststeirischen Beckens und sind ihrer Entstehung nach sicherlich mit tektonischen Vorgängen im Beckenuntergrund in Verbindung zu bringen. Zwischen den ausgeprägten Untergrundsporen der Platte und des Kulm liegen die Buchten von Eggersdorf und Weiz, wobei erstere ein kleines Becken bildet und bei Ludersdorf über eine Schwelle mit dem Gnaser Becken verbunden ist. Weiter gegen NE liegen die Buchten von Pöllau und die sich aus dem Fürstenfelder Becken heraus entwickelnden Buchten von

Pinkafeld und Friedberg. Im E angrenzend liegt, zur Südburgenländischen Schwelle hin, die Bucht von Großpetersdorf, die über eine Schwelle mit dem westpannonischen Raum in Verbindung steht.

Außerhalb des Raumes des Steirischen Beckens liegen nördlich der Rechnitzer Schieferinsel die Buchten von Lockenhaus und Landsee, die unmittelbar Verbindung mit dem Westpannonischen Becken aufweisen. Bemerkenswert ist eine schmale, SW–NE-verlaufende Senkungszone bei Deutschkreutz, die zur ungarischen Grenze hin eine Sedimentmächtigkeit von über 2000 m erreicht. Dem geologischen Aufbau zufolge liegt dieser Raum westlich einer vorpannonischen Schwellenzone, die als Fortsetzung der altangelegten Südburgenländischen Schwelle gegen NE gelten kann. Die Bohrung *Minihof 1* hat unter 396 m Pannon und 317 m Karpat bei 714 m Grobgnese des Beckenuntergrundes angetroffen. Sarmat und Baden fehlen auf diesem Sporn.

3.2. Zur Tektonik des Untergrundes

Wenn im Folgenden von der Tektonik im Beckenuntergrund gesprochen wird, so muß einschränkend gleich bemerkt werden, daß sich dies nur auf die Tektonik im Bereich des Beckenreliefs bezieht, und da wiederum auf die bedeutenderen Verwerfungen, wo sie sich aus den Bohrergebnissen und geophysikalischen Meßergebnissen vermuten lassen. Die vorsichtige Ausdrucksweise zeigt, daß dies trotz exakter Unterlagen auch nicht unproblematisch ist. So zeigt sich ein Sprung im Untergrundrelief im geophysikalischen Bild in gleicher Form wie eine „echte“ Verwerfung. Außerdem muß eine in der Beckenfüllung erkannte Störung sich nicht zwingend im Untergrund fortsetzen. Darüberhinaus hängen Richtung und Sprunghöhe von der Dichte der Messungen unmittelbar ab. Trotz der gemachten Einschränkungen wurde der Versuch unternommen, vermutete Verwerfungszonen, die den Untergrund betreffen, darzustellen. Die Störungszonen sind in der Karte so gezeichnet, daß Einfallrichtung und Steilheit der Bruchfläche zum Ausdruck kommt. Zur Störungsdarstellung gilt praktisch Ähnliches, wie bereits in dem im Abschnitt zum Relief Gesagten. Es gibt unterschiedliche Verlässlichkeiten. Der Vulkanismus gilt auch hier als störender Faktor.

Bei Betrachtung des Störungsbildes fallen neben den NE–SW-verlaufenden, im alpidischen Streichen liegenden Verwerfungen deutliche N–S-Richtungen auf. Diese N–S-Störungen dominieren vor allem im W–NW-Raum des Beckens. Untergeordnet sind die NW–SE-Richtungen, die in stärkerer Häufigkeit auf der Südburgenländischen Schwelle auftreten. Ein deutliches Störungssystem mit Sprunghöhen bis zu 1000 m liegt am Westrand dieser Schwellenzone und begrenzt so das eigentliche Steirische Becken. Bemerkenswert ist das Vorhandensein einer Ein-senkung auf der Südburgenländischen Schwelle (Senke von Weichselbaum), bei der auch eine Richtungsänderung der westlichen Schwellenrandbrüche auftritt. Eine NW–SE-verlaufende Störung unterbricht auch den zusammenhängenden Verlauf der vorgenannten Störungszone. Es wird vermutet, daß hier mit einer Blattverschiebung gerechnet werden kann, wie sie im angrenzenden ungarischen Raum mit gleicher Streichrichtung wiederholt beobachtet werden konnte. Diese Blattverschiebung scheint über Fürstenfeld hinaus bis in den Raum Weiz zu laufen, wie auch aus magnetischen Messungen vermutet werden kann. Im vorliegenden Fall scheint der südliche Beckenteil weiter gegen NW verschoben zu sein. Leider bringen die seismischen Daten in diesem Raum keine sicheren Hinweise für diese Ver-

mutung, um eine kartenmäßige Darstellung vornehmen zu können. Die im Bereich der Senke von Weichselbaum gemachte Beobachtung weist jedoch darauf hin, daß mit solchen Verschiebungen im Untergrund gerechnet werden muß.

Es war naheliegend, die erkannten Verwerfungen und deren Verlauf mit der von M. F. BÜCHROITHNER (1984) gegebenen Darstellung der Bildlineamente aus den Landsat-Aufnahmen zu vergleichen. Bei erster Betrachtung ist das Ergebnis eher enttäuschend. Es erhebt sich dabei natürlich sofort die Frage, wieweit erwartet werden kann, daß sich die Beckenrelieftektonik unter einer neogenen Bedeckung bis an die Oberfläche durchprägt. Dies hängt sicher von der Mächtigkeit der Sedimente und natürlich der Wirksamkeit der Störungen noch während der Sedimentation ab. Es ist also ein sehr komplexer Vorgang, ob und wann und vor allem wie stark sich eine tiefer liegende Störung bemerkbar macht. Weiters kommt hinzu, daß Lineamente nicht immer mit Störungszonen gleichzusetzen sind. Wenn man nun unter den gemachten Gesichtspunkten das Bildlineamentmuster mit der Karte des prätertiären Untergrundes vergleicht, so finden sich in dem Stückwerk von Lineamenten teilweise gute Übereinstimmungen. Es ist zwar die Intensität und damit Bedeutung einer Störung unterschiedlich, aber immerhin erkennbar. Für die vorhin gemachte Vermutung einer bzw. auch mehrerer Blattverschiebungen in NW-SE-Richtung, z.B. von Gleisdorf über Fürstenfeld nach St. Gotthard, kann die Bildlineamentdarstellung eine gute Unterstützung geben. Wenn man die Lineamente als ein Erscheinungsbild eines geologischen Ereignisses betrachtet, so kann eine Reihe von weiteren Übereinstimmungen gefunden werden. So ist das Streichen der Südburgenländischen Schwelle oder der N-S-Verlauf von Störungen im Bereich des Fürstenfelder Beckens gut zu erkennen. Auch das ausgeprägte E-W-Streichen der Leibnitzer Schwelle kann in den Bildlineamenten gut abgelesen werden.

Zum Alter der Bewegungen wäre zu bemerken, daß eine starke synkarpathische Aktivität geherrscht hat, die nach der steirischen Diskordanz (also Karpat-Baden) in abgeschwächter Form noch bis ins Unterpannon gereicht hat. Dies betrifft vor allem die NE-SW-verlaufenden Brüche westlich der Südburgenländischen Schwelle. Die östlich der Schwelle gelegenen Störungen sind teilweise sicher jünger, so z.B. der Raabgraben, der sich an der Wende Sarmat/Pannon einzusenken beginnt und im Oberpannon seine größte Einsenkungstiefe erreicht. Die vorhin vermutete Blattverschiebung müßte jedoch schon interkarpatisch angelegt sein. Auch die N-S-verlaufenden Störungen sind gleichen Alters und eine Folge der Dehnungstektonik, die diesen Raum betroffen hat.

Die dargestellten tektonischen Ereignisse, die das Relief des Untergrundes betroffen haben, müssen vor allem mit der Entwicklung des gesamten Beckens bis in das Neogen gesehen werden, um die Zusammenhänge durchschauen zu können. Die vorliegende tektonische Analyse des Beckenuntergrundreliefs kann somit nur ein Versuch sein, die komplexe tektonische Situation aufzuzeigen, wobei beachtet werden muß, daß mit noch mehr Verwerfungen kleineren wie auch größeren Ausmaßes zu rechnen ist.

Abschließend möchte der Autor noch Herrn R. HELLER und Frau S. KÖVÖS von der ÖMV-Aktiengesellschaft, sowie Frau S. DIERKSEN-WIEDMANN von der RAG für die überlassenen Unterlagen, die zum Teil in der Strukturkarte mitverwendet wurden, herzlich danken.

4. Geologische Karte des prätertiären Untergrundes

(H. W. FLÜGEL)

4.1. Einleitung

Die Kenntnis des prätertiären Untergrundes stützte sich bis nach dem 2. Weltkrieg auf Extrapolationen aus der Umrahmung bzw. vereinzelt Grundgebirgsaufbrüchen und auf Auswürflinge in den Vulkaniten. Dazu kamen ab 1947 33 den Untergrund erreichende Tiefbohrungen, die teilweise bis mehrere 100 m in das Basement eindringen (EBNER, 1975, 1988; NEUBAUER, 1989). Hinweise über Relief und Aufbau dieses Basements ergaben sich darüber hinaus durch die Geophysik (WALACH in EBNER et al., 1986; HEINZ et al., 1987; KRÖLL, diese Erl.). Der jeweilige Kenntnisstand zeigt sich in den wechselnden Vorstellungen über Relief und Geologie (EBNER et al., 1986; FLÜGEL & NEUBAUER, 1984; GRILL & JANOSCHEK, 1980; KOLLMANN, 1965, 1980; TOLLMANN, 1977), wobei die diesbezüglichen Überlegungen ein Nebenergebnis, nicht aber das eigentliche Ziel der erwähnten Arbeiten waren.

Auf Grund des Baues der Umrahmung und der Bohrergebnisse wissen wir, daß das präneogene Basement mehrere tektonische Großeinheiten anschneidet. Dieser Deckenbau wird durch intraneogene und präneogene Versetzungen derart gestört, daß eine gesicherte Klärung der Tektonik heute noch unmöglich ist. Daher schien es auch bei Hinweisen auf die Lagerung durch Bohrlochmessungen nur in Ausnahmefällen ratsam, diese zu verallgemeinern, umso mehr, als sich in den Bohrkernen zeigte, daß die Trennfugen häufig tektonische Flächen sind, die nichts über das Einfallen der Grenzflächen der tektonischen Einheiten aussagen. Diese Schwierigkeiten bringen es mit sich, daß der Sicherheitsgrad der Karte sehr unterschiedlich ist.

4.2. Großbau und Stratigraphie

Das präneogene Basement umfaßt Schichtfolgen des Penninikums von Rechnitz, des Austroalpinen Kristallins (Unter- und Mittelostalpin), des oberostalpinen Paläozoikums der Grazer Decke und der Stolzalpen-Decke, sowie Mesozoikum und Sockel des Transdanubischen Mittelgebirges. Für die Karte ergab diese Vielfalt vor allem die Notwendigkeit einer Stellungnahme zu den Problemen der Überlagerung des Penninikums des Eisenberges, der Beziehungen der Grazer Decke zur Stolzalpen-Decke und zur Bedeutung der Raablinie.

Während die Überschiebung der „Rechnitzer Gruppe“ durch unterostalpinen Kristallin nördlich von Rechnitz bewiesen ist, trifft dies für den Eisenberg nicht zu; Für ihn haben FLÜGEL & HERITSCH (1968), SCHMIDT (1963), SCHMIDT et al. (1984); FLÜGEL (1981), FLÜGEL et al. (1987) und GRATZER (1986) die Möglichkeit einer Direktüberlagerung durch das Paläozoikum der Grazer Decke für möglich bis sicher gehalten. TOLLMANN (1986) spricht davon, daß hier „Oberostalpin bis in die Nachbarschaft von Pennin herankommt“. Tatsächlich zeigt sich, insbesondere bei Berücksichtigung des Auftretens penninischer Gesteine in der Bohrung *Güssing 1*, der obertägigen Verbreitung von Paläozoikum im Raum Hannersdorf, Sulz usw. und den Bohrungen auf österreichischem und ungarischem Territorium, daß das oberostalpine Paläozoikum das Pennin des Eisenberges fast lückenlos umgibt. Dies spricht stark für eine direkte Überlagerung. Dazu kommt, daß für die Existenz

von Grenzstörungen auch geophysikalisch kein Nachweis erbracht wurde, jedoch seismische Profile ein Abtauchen des Penninikums gegen W unter das Paläozoikum vermuten lassen. Östlich des Eisenberges reicht dieses Paläozoikum als tektonisch Hangendes der Tatriden, wie Bohrungen zeigen, im Basement des Kisalföld bis in das Ungarische Becken (BALKASZ, 1969, 1983; KÖROSSY, 1983; VENDEL, 1960). In der Karte des Untergrundes des Känozoikums Ungarns (FÜLÖP & DANK, 1987) wird davon ausgegangen, daß das Penninikum im S längs einer Störung direkt an dieses Paläozoikum grenzt. Beide Überlegungen wurden so weit in die Karte eingebaut, als sie mit den Gegebenheiten im österreichischen Anteil des Blattes übereinstimmen.

Zur Erklärungen der geologischen Situation im Raum des Eisenberges werden derzeit folgende Möglichkeiten diskutiert:

- 1) Ausquetschung des Unter- und Mittelostalpins bei der eoalpinen Überschiebung auf das Penninikum (TOLLMANN, 1987).
- 2) Ausquetschung dieser Einheiten bei einer mesoalpiner Überschiebung (PREY, 1980).
- 3) Jungalpine Überschiebung des Paläozoikums über Austroalpin und örtlich bereits freiliegendem Penninikum (FLÜGEL et al., 1987).

Keine dieser Denkmöglichkeiten ist derzeit mit den bekannten Beobachtungen widerspruchlos vereinbar. Trotz dieses ungelösten Problems wurde in der Karte davon ausgegangen, daß das Penninikum des Eisenberges direkt vom Paläozoikum der Grazer Decke überlagert wird.

Diese Frage ist verknüpft mit dem Problem, wie weit im Basement die vorwiegend karbonatisch entwickelte Grazer Decke von der überwiegend vulkanoklastisch entwickelten Stolzalpen-Decke getrennt werden kann. Diese Problematik ergab sich vor allem bei der Frage, zu welcher Einheit die Blumauer Phyllit-Karbonat-Formation zu stellen ist, nachdem eine Zuordnung zur Stolzalpen-Decke deren Position unter der Grazer Decke beweisen würde. Nachdem jedoch kein biostratigraphisch eindeutiger Beweis hierfür zu erbringen war, andererseits jedoch die Blumauer Phyllit-Karbonat-Formation faziell und positionsmäßig mit den Crinoiden-Schichten der Grazer Decke vergleichbar ist, wurden sie diesen zugeordnet.

Ein weiteres Problem ergab sich durch den Nachweis der Raablinie im Raum Radkersburg. Ihr Merkmal ist auf ungarischem Territorium die Trennung des ostalpinen Paläozoikums und Kristallins vom transdanubischen Mesozoikum bzw. in ihrer weiteren Fortsetzung die von Tatriden und Veporiden. Wie die Untergrundkarte des Kisalföld (BREZSNYANSZKY & HAAS, 1986; FÜLÖP & DANK, 1987; KAZMER, 1986) und Bohrungen auf jugoslawischem Territorium zeigen, läßt sich diese Linie bis nördlich von Radkersburg verfolgen. Unter Berücksichtigung des südlich gelegenen Mesozoikums scheint sie weiter in den Remschnigg zu ziehen, wo sie das Permomesozoikum der „Heiligengeist-Klippe“ im Norden begrenzt (BENESCH, 1914; WINKLER, 1933; MIOČ, 1977). Die Klippe bildet hier, zusammen mit kretazischen Schichten, eine tektonische Schuppe über dem Paläozoikum, die die Fortsetzung der Schuppen der Nordkarawanken sein könnte. Dies würde bedeuten, daß diese Linie im W eine neopalidische Aufschiebung ist, während sie im E eine Narbe i.S. ANDRUSOV's (1968) darstellt. Für die Karte hat diese Frage in Zusammenhang mit der Stellung der Radochener Schichten Bedeutung.

4.2.1. Die Rechnitzer Gruppe

Die Rechnitzer Gruppe findet sich in den Fenstern von Maltern, Bernstein, Rechnitz und des Eisenberges, sowie in den Bohrungen *Güssing 1* (NEUBAUER, 1989) und *Bad Tatzmannsdorf*. Sie besteht aus Kalk- und Quarzphylliten (Közseg Phyllit-Formation), Quarzserizitschiefern, Quarziten, serpentinierten Ultramafiten, Metagabbros und Grünschiefern (Boszok Grünschiefer-Formation: KISHÁZI & IVANCSICS, 1986; KOLLER, 1985; GRATZER, 1986; PAHR, 1980, 1983; LELKESNE-FELVARI, 1982). Die Gesteine zeigen eine altpaläozoische Hochdruck-Niedertemperatur-Metamorphose (330–370°C bei 6–7 Kbar) und eine jungpaläozoische Grünschiefermetamorphose (390–450°C bei etwa 3 Kbar) bei einer Überlagerung von rund 10 km. Andererseits ergaben Datierungen eines Muskovits bzw. Crossits dieser Serie Abkühlungsalter zwischen 12 und 23 Mio. Jahren (KUBOVICS, 1983; KOLLER, 1985; FRANK et al., 1979). Eine Sicherung dieser Daten wäre im Hinblick auf die im Ottangian bereits einsetzende Beckenentwicklung mit der Frage der Überlagerung von Wichtigkeit.

Wie geomagnetische Untersuchungen zeigten (WALACH, 1977), fällt die Grenzfläche des Penninikums von Maltern mit etwa 10° gegen Westen unter das Unterostalpin ein. Dies führte zur Vorstellung, daß auch im Basement des Troges von Allhau Penninikum entblößt sein könnte.

4.2.2. Das Austroalpine Kristallin

Die wenigen Bohrungen und das Fehlen einer modernen Bearbeitung der Kristallinauswürflinge ließen eine Trennung von unter- und mittelostalpinem Kristallin nicht zu. Glimmerschiefer, Gneise und Amphibolite herrschen vor. Dazu kommen in *Waltersdorf 1* Marmore. Auffallend ist die Vormacht granitoider Gesteine im Bereich der mittleren Südburgenländischen Schwelle. Diese sind im Mittelostalpin des Steirischen Randgebirges relativ selten, im Unterostalpin dagegen häufig. Ihre Dominanz auch im tieferen Basement könnte die auffällige Kalibetonung der miozänen Effusiva im Raum Gleichenberg und Walkersdorf erklären (HERITSCH, 1967). Andererseits dürfte das im Weststeirischen Becken, in *Krottendorf 1* und *Söding 1*, sowie in *Wiersdorf 1* angetroffene Kristallin die östliche Fortsetzung des mittelostalpinen Koralmkristallins sein. Im Basement des Kisalföld wurden als Fortsetzung des Austroalpins in *Pinnye 1,2* und *Mihalyi 4* Granatglimmerschiefer angetroffen, die in *Pinnye 1* von Dolomitbrekzien und Chloritschiefern überlagert werden, die vielleicht der Grazer Decke angehören (BALASZ, 1969). Angaben zum variszisch-alpidischen, unterostalpinen Kristallin von Sopron (Grobgnais-Formation, Sopron Gneis-Formation, Fertőrekesa Glimmerschiefer-Formation, Obrennberg Glimmerschiefer-Formation, Sopron Glimmerschiefer-Formation, Vöröshid Glimmerschiefer-Formation) finden sich bei LELKES-FELVARI et al. (1984).

4.2.3. „Das Oberostalpin“

Nach derzeitiger Kenntnis kann das Oberostalpin des Basements in sechs lithostratigraphische Einheiten gegliedert werden. Es sind dies:

- Die Sausal-Gruppe
- Die Radochener Schichten
- Die Wollsdorfer Metabasit-Formation
- Die Blumauer Phyllit-Karbonat-Formation

- Die Arnwiesener Gruppe
- Die Radkersburger Gruppe

Da es sich um „Subsurface Units“ handelt, ist eine Bindung der Namen an für sie charakteristische Bohrungen – mit Ausnahme der Sausal-Gruppe – vorteilhaft, obgleich sich einige dieser Einheiten unschwer mit Obertagefolgen parallelisieren lassen. Ebenso ist eine Parallelisierung mit den von BALAZS (1983) im Basement des Kisalföld aufgestellten Folgen teilweise möglich.

4.2.3.1. Die Sausal-Gruppe

Zu dieser Gruppe wurden lithologisch sehr unterschiedliche Gesteine gestellt, die obertags im Sausal, Remschnigg und dem Paläozoikum des Stadelbergs, sowie in *St. Nikolai 1* und *2*, *St. Peter 1 (?)*, *Perbersdorf 1*, *Pichla 1*, *Binderberg 1* und *Jennersdorf 1* im Basement nachgewiesen wurden. Es handelt sich vorwiegend um graue, schwach epizonale Phyllite, Kalkphyllite, Serizitphyllite bis Serizitquarzschiefer, Kieselschiefer und Graphitquarzite mit lokalen Einschaltungen von Kalken und Metabasiten. Örtlich können diese Kalke auch eine größere Mächtigkeit erlangen (?). Meist handelt es sich jedoch um einzelne Bänke und Horizonte, die z.T. als weiße bis hellgraue, grobkristalline Marmore ausgebildet sein können. Die Gesteine zeigen mehrfache tektonische Deformation (SCHLAMBERGER, 1987), was sich im Auftreten von Quarzlagen, Schieferung, Knickfaltenbildung usw. äußert. Die starke Verfaltung und vermutlich Verschuppung läßt eine Mächtigkeitsangabe nicht zu. Als Teil der Stolzalpen-Decke überlagert die Sausal-Gruppe tektonisch das Remschnigg-Kristallin (WINKLER, 1933). In der Bohrung *Pichla 1* wurde diese Überschiebungsfäche angetroffen.

Im Sausal konnte SCHLAMBERGER (1987) innerhalb der Sausal-Gruppe vom Liegenden ins Hangende einen Komplex saurer Metavulkanite, einen Metapelitkomplex und einen Metabasaltkomplex, verknüpft mit Metapsammiten unterscheiden. Er stufte die Folge in das Ordovizium und Silur ein und trennte davon, vermutlich tektonisch, die unterdevone Karbonatscholle des Grillkogels.

Der stratigraphische Umfang der Gruppe ist unbekannt. Nachgewiesen wurden der Grenzbereich Llandovery/Wenlock, höheres Silur, Unter- bzw. Oberdevon (vgl. FLÜGEL & NEUBAUER, 1984, p. 54).

Die Fortsetzung dieser Gruppe nach Ungarn ist nach Kenntnis von Kernmaterial aus dem Kisalföld unsicher. Dazu kommt, daß nach entgegenkommender Mitteilung von Herrn Dr. E. BALAZS in bisher dem Paläozoikum zugeordneten Gesteinen dieses Raumes Kreide nachgewiesen wurde, wobei derzeit ihre Abgrenzung gegen das Paläozoikum völlig offen ist.

4.2.3.2. Die Radochener Schichten

Stratigraphisch ungeklärt sind die in *Radochen 1* in einer scheinbaren Mächtigkeit von über 820 m erbohrten, meist nur bis 20° einfallenden, harten, dunkelgrauen bis grünlichen, pyritführenden, z.T. feinschichtigen Tonschiefer. Sie sind schwach anchimetamorph, zeigen Streuglimmerführung und wechseln örtlich mit sandigen bzw. kalkigen Lagen. Die deutlich geringere Beanspruchung und Metamorphose unterscheidet sie von den Phylliten der Sausal-Gruppe.

Ob die in der Bohrung *Radkersburg* im Liegenden des Buntsandsteins auftretenden schwarzen Schiefer diesen Schichten zuzuordnen sind, ist unsicher, nachdem nur bekannt ist, daß es sich um schwarze Phyllite bis Tonschiefer handelt. Da auch im Remschnigg dunkle, sandig-glimmerige Tonschiefer in Verbindung mit Buntsandsteinen auftreten (WINKLER, 1933), wurden in der Karte die Gesteine zu den Radochener Schichten gestellt.

Die stratigraphische Zuordnung dieser mächtigen Folge ist ungeklärt. Lithologisch und positionsmäßig vergleichbare Folgen finden sich in der Grauwackenzone (Eisenerzer Schichten), im Paläozoikum von Graz (Schiefer der Dult), in flyschoiden Folgen Mittelkärntens, aber auch der Karnischen Alpen (Hochwipfelkarbon). Möglicherweise gehören auch die Radochener Schichten dem Karbon an.

4.2.3.3. Wollsdorfer Metabasit-Formation

In *Ludersorf 1*, *Wollsdorf 1* und *Blumau 1* bilden bis über 370 m erbohrte Metabasite und tektonische Metabasitbrekzien (NEUBAUER, 1989) das Basement. Sie sind vermutlich ein Äquivalent der silurischen Metabasite der unteren Schichten von Kher (FLÜGEL & NEUBAUER, 1984, p. 67) bzw. der paläozoischen Grungesteine von Hannersdorf (GRATZER, 1986). Dies und gravimetrische Daten führten dazu, eine direkte Verbindung mit der Metabasitfolge der Platte bei Graz anzunehmen. Diese bildet hier das Hängende der Schöckelkalke, während im Schöckel, dem Weizer Bergland, dem Hochtrötsch usw. sich zwischen beide eine gegen N an Mächtigkeit zunehmende karbonatisch-schiefrige Gesteinsfolge von vermutlich größtenteils unterdevonem Alter einschiebt. Nach derzeitiger Vorstellung wird angenommen, daß es sich bei dem tieferen Abschnitt dieser Abfolge um den invers gelagerten Teil der „Schöckeldecke“ handelt, während der obere Abschnitt der Rannachdecke zugeordnet wird, die gleichfalls mit den Metabasiten der unteren Schichten von Kher einsetzt. Die große Verbreitung der Metabasitfolge im Nordteil des Steirischen Beckens zwingt jedoch, diese Vorstellung zu überdenken.

Ob und wie weit diese Formation im Basement des Kisalföld in der „Sotonyer Metavulkanitformation“ ihre Fortsetzung findet (ARKAI et al., 1987), ist heute völlig offen.

4.2.3.4. Die Blumauer Phyllit-Karbonat-Formation

In *Waltersdorf 1*, *Blumau 1a* und *Fürstenfeld TH 1* findet sich im Liegenden der Basisdolomite der Arnwiesener Gruppe eine Wechsellagerung von Phylliten, Kalcken und Dolomiten. Sie erreicht eine scheinbare Mächtigkeit von über 275 m (*Waltersdorf 1*). Ihre Position im Liegenden unterdevoner Dolomite (EBNER, 1978) läßt sie mit den Crinoiden-Schichten der Rannachdecke vergleichen. Diese umfassen größtenteils höheres Silur bis tiefes Unterdevon (FRITZ, 1986). Eine Bestätigung könnte die Phyllit-Karbonat-Folge von Sulz westlich von Güssing sein, die dem hohen Silur zugerechnet wird (SCHÖNLAUB, 1984).

Entsprechend ihrer Lokation wurden auch die karbonatführenden Phyllite der Bohrung *Litzelsdorf* dieser Formation zugeordnet. Ebenso wurden auf ungarischem Territorium die Phyllite und dolomitischen, örtlich stark chloritführenden Kalkphyllite der Bohrungen *Sz 1* und *2*, d.h. die Szentgottharder Phyllitformation mit der Blumauer Formation verglichen (BALAZS, 1983; ARKAI et al., 1987). Nach Kenntnis der Bohrkerne erscheint dies allerdings nicht gesichert.

In diesem Zusammenhang muß auf die Bohrung *Edlitz* eingegangen werden, die als Basement Kalke (KÜMEL, 1957), Dolomitmarmore (K. KOLLMANN, 1965) oder Gneise (Bohrprotokoll) angetroffen haben soll. Wenngleich die unterschiedlichen Angaben an die Möglichkeit denken lassen, daß es sich um unterschiedliche Reste eines neogenen Basalkonglomerates handelt, wurde aufgrund der Dünnschliffbeschreibungen des Gesteines in der Arbeit von KÜMEL in der Karte davon ausgegangen, daß die Bohrung das Basement angetroffen hat.

4.2.3.5. Die Arnwiesener Gruppe

Das Hangende der Blumauer Formation bildet eine mit Dolomiten beginnende Karbonatentwicklung (EBNER, 1988). Sie wurde in *Arnwiesen 1*, *Walkerdorf 1*, *Waltersdorf 1*, *Blumau 1a* und *Fürstenfeld TH 1*, sowie im Bereich der Südburgenländischen Schwelle in *Neuhaus 1*, *Bachselten 1*, *Mischendorf 1*, *SB 01*, *ZFE 17* und *ZFG 1* erbohrt. Auf ungarischem Territorium bildet vermutlich die „Büker Dolomitformation“ den basalen Anteil der Arnwiesener Gruppe. Sie erreicht in *Fürstenfeld TH 1* eine scheinbare Mächtigkeit von etwa 300 m.

Sie konnte in *Waltersdorf 1* dem Unterdevon zugeordnet werden (EBNER, 1978) und dürfte ein Äquivalent der Dolomitsandsteinfohle der Rannachdecke bzw. der Dolomite von Hannersdorf sein. Die häufig grauen Dolomite sind teilweise stark brekziös. Sie können mit Dolomit- und Serizitschiefer wechsellagern. Ein vermutliches Äquivalent bilden die aus dem Basement des Kisalföld beschriebenen serizitischen Quarzite, Quarzit- und Sandsteinschiefer, welche Chitinozoareste geliefert haben sollen.

Das Hangende der Dolomite wurde nur in *Arnwiesen 1* nachgewiesen. Auffallenderweise fehlen – ebenso wie in den paläozoischen Geröllen der neogenen Basischichten – die durch ihre Fossilführung charakteristischen Barrandeikalke des Grazer Paläozoikums (EBNER, 1988). Das Auftreten von Korallen dieses Horizontes in den Dolomiten von Hannersdorf läßt es möglich erscheinen, daß zumindest ein Teil dieser Dolomite zeitlich den Barrandeischichten entsprechen könnte.

In der genannten Bohrung folgen über den Dolomiten etwa 90 m mächtige schwarze Tonschiefer. EBNER (1988) verglich sie mit denen der Arzberger Formation der Schöckeldecke. Ihre Unterlagerung durch Äquivalente der Büker Dolomitformation macht dies unwahrscheinlich. Falls es sich bei den Schiefen nicht um eine fazielle Vertretung der mitteldevonischen Kalke der Rannachdecke handelt, wäre auch an die Möglichkeit zu denken, daß sie den Schiefen der Dult entsprechen. Dies würde den Gegebenheiten auf der Rannach bei Graz gleichen, wo diese Schiefer teilweise das Hangende der Dolomitsandsteinfohle und – wie in *Arnwiesen 1* – das tektonisch Liegende von Oberdevonkalcken sind (HAFNER, 1983). Diese hellgrauen bis gelblichen, gefleckten und tw. geflaserten Kalke erreichen in *Arnwiesen 1* eine scheinbare Mächtigkeit von knapp 70 m. Sie entsprechen den Steinbergkalcken von Graz. Ihre weitere Ausdehnung gegen E zeigt das Auftreten von roten Mikriten in den Geröllen der Tertiärbasis in *Blumau 1a* (EBNER, 1988).

In der Karte wurden auch die in *Übersbach 1* angetroffenen, steil stehenden, grau-weißen Bänderkalke zur Arnwiesener Gruppe gestellt. Nach K. KOLLMANN (1965) könnte es sich um Schöckelkalke handeln. Dieser möglichen Zuordnung Rechnung tragend wurde in der Karte angedeutet, daß als Basis der Wollsdorfer Metabasitformation örtlich derartige Kalke zwischen dem Austroalpinen Kristallin und dem Paläozoikum eingeschaltet sein könnten, wobei diese Vorstellung von der Situation im Grazer Paläozoikum ausgeht. Ein ungelöstes Problem bleibt die Entwicklung des paläozoischen Basements im direkten Untergrund des Grazer Feldes östlich des Plabutschuges. In *Puntigam 2* wurden in 99 m Seehöhe leicht metamorphe, hellgraue Kalke angetroffen, bei denen es sich vermutlich um Schöckelkalke handelt, wobei eine Störung diese Bohrung von *Puntigam 1*, die das Grundgebirge nicht erreichte, trennen dürfte. (RÖGL, 1975). Das Basement steigt von hier gegen W flach an und wurde östlich des Paläozoikumsspornes von St. Martin in etwa 290 m SH in Form von Dolomiten erbohrt. Regionalgeologische Gründe zwingen zur Annahme des Ausstreichens der „Unteren Schichten von Kher“ zwischen beiden Bohrungen. Wie weit der Schöckelkalk der Bohrung *Puntigam* nach S bzw. SW reicht, bleibt hypothetisch. In der Bohrung *G.K.B. 3 Pirka*

wurde der Untergrund in einer SH von 255,7 m erbohrt. Es handelt sich um nicht kernfähige, dunkle, blaue Kalke (FLÜGEL, 1983). Dementsprechend problematisch ist auch die Verbindung der im W durch den Leberbruch abgeschnittenen Schöckelkalke des Schöckels mit denen der Bohrung *Afling U 1* und von Köflach.

4.2.3.6. Die Radkersburger Gruppe

In der Thermalbohrung *Radkersburg* wurden im Hangenden von Schwarzschiefern (siehe Kap. 4.2.3.2.) 30 m mächtige rote Sandsteine und Schiefer und darüber 67 m mächtige helle Kalke und Dolomite nachgewiesen. Lithologische Vergleiche führten zur Zuordnung der Sandsteine zur Permotrias, der Karbonate zur Mitteltrias. Im Remschnigg erreichen die vergleichbaren permotriassischen roten bis gelblich-weißen Basissandsteine eine Mächtigkeit von 300 m, die mitteltriassischen brekziösen Dolomite eine solche von 100 m, wobei letztere von 500 m mächtigen grauen Kalken und Dolomiten der höheren Trias überlagert werden (BENESCH, 1913; MIOČ, 1977). Wie erwähnt, bildet letztgenannte Trias eine tektonische Schuppe. Dies könnte auch die geringe Mächtigkeit des „Buntsandsteins“ in der Bohrung *Radkersburg* erklären.

In diesem Zusammenhang muß auf das Auftreten mesozoischer und paläogener Kalkgerölle als Komponenten der sarmatischen „carinthischen Schotter“ im Raum südlich von Gleichenberg hingewiesen werden (A. WINKLER, 1927). Schüttungsuntersuchungen zeigten, daß sie aus einem südwestlichen Liefergebiet abzuleiten sind (SKALA, 1967). K. KOLLMANN (1964) bezog das Material aus dem Transdanubischen Mittelgebirge, A. WINKLER aus den Karawanken. Das Mesozoikum der Bohrung *Radkersburg* legt es nahe, in diesem Raum südlich der Raablinie eine noch im Sarmat existierende mesozoisch/paläogene Grundgebirgsschwelle anzunehmen. Eine Überlagerung weiter nördlich gelegener Teile durch Mesozoikum scheidet aus, nachdem in der Schwelle von Radochen das paläozoische Grundgebirge direkt von Schichten der Badener Stufe überlagert wird.

4.3. Die neogenen Vulkanite

In der Karte wurden neben den obertägigen neogenen Vulkanitvorkommen die Schlotbereiche der älteren miozänen Stratovulkane, wie sie sich aus der Geophysik ergeben (WALACH in EBNER et al., 1986; WALACH, 1986), sowie deren Untertagebegrenzung eingetragen, nachdem sie zur Kenntnis des unmittelbaren präneogenen Basements und der geodynamischen Entwicklung des Beckens beitragen. Es lassen sich vermutlich drei zeitlich, chemisch und genetisch verschiedene Typen unterscheiden, und zwar die sauren Vulkanite des Karpat und Unteren Baden (Moravium), die im Steirischen Becken große Ausdehnung besitzen, die Olivintholeiite von Oberpullendorf, die vermutlich dem Sarmat oder Pannon angehören (SCHARBERT et al., 1981; POULTIDIS & SCHARBERT, 1986) und die in der Karte mit ihnen vereinigten plio-/pleistozänen Basanite und Nephelinite, sowie die mit ihnen verknüpften über 40 Vorkommen pyroklastischer Gesteine. Eine neuere Darstellung der Steirischen Vulkanite gab H. HERITSCH in FLÜGEL & NEUBAUER (1984).

Für die Kenntnis des Untergrundes sind vor allem die sauren miozänen Vulkanite und die plio-/pleistozänen Pyroklastika von Interesse. Zu ersteren gehört neben einem etwa 1 m mächtigen, quergreifenden gangartigen Biotit-Andesit-Vorkommen im Leithakalksteinbruch von Retznei (HAUSER, 1951) und das mindestens 4 km lange Vorkommen von Weitendorf – Wundschuh – Thalerhof, welches zeitlich der Lagenidenzone zuzuordnen ist (HAUSER et al., 1952; H. HERITSCH, 1966,

1967, 1975; KOLMER, 1980a; KRAINER, 1987; LIPPOLD et al., 1975; MACHATSCHKI, 1927; STEININGER & BADGASORYEN, 1976). Die langgestreckte aeromagnetische Anomalie des Vulkangebietes von Weitendorf läßt vermuten, daß sich dieser Vulkanit untief gegen N bis in den Raum Thalerhof erstreckt (HEINZ et al., 1987). Ein Hinweis dafür ist die Bohrung *Premstätten*, die vermutlich Vulkanite antraf (FLÜGEL, 1984), die jedoch infolge Unkenntnis des Bohrpunktes und des Fehlens weiterer Daten nicht in die Karte eingetragen wurde. Weiters gehören hierher das nach Obertageaufschlüssen, Bohrungen und magnetischen Untersuchungen über 30×20 km große und über 1200 m Höhe erreichende Vulkangebiet von Mitterlabill – Gleichenberg (H. HERITSCH, 1966a,b, 1967, 1982; H. HERITSCH et al., 1964; KOLMER, 1980; PRODINGER, 1968), welches zeitlich vom Karpat bis in das Untere Badenium reicht, sowie der rund 14×8 km große Stratovulkan von Walkersdorf – Ilz, der nur randlich durch *Walkersdorf 1* in einer Mächtigkeit von 110 m sowie durch geophysikalische Daten bekannt wurde (H. HERITSCH, 1967; H. HERITSCH et al., 1964; KOLMER, 1980; PRODINGER, 1967). Soweit bekannt, erfolgte auch dieser Ausbruch im unteren Badenium.

Es handelt sich überwiegend um Latite, Quarzlatite, Biotitlatite (Trachyte), Biotit-Klinopyroxen-Latite (Trachyandesite), Dazite und Shoshonite. Von Interesse hinsichtlich des Krustenaufbaues ist die auffallende Kalibetonung, vor allem in den Vorkommen von Gleichenberg und Walkersdorf, bei denen der K_2O -Gehalt meist über 4 %, das K/Sr-Verhältnis über 70, das Rb/Sr-Verhältnis über 550 liegen, und damit sehr deutlich von den meist anderen Vorkommen, aber auch von gleich alten Vulkaniten des Pannonischen Beckens abweichen. Es wird dies als Hinweis auf Differentiations-, Assimiliations- und Austauschprozesse unter geringem Druck eines alkali-olivinbasaltischen Magmas gedeutet (H. HERITSCH, 1967; KOLMER, 1980). Das Auftreten derartiger Gesteine im Basement um Gleichenberg wird durch Auswürflinge in den plio-/pleistozänen Pyroklastika bestätigt. Leider fehlen neuere Bearbeitungen, sodaß sich die Aussagen vor allem auf WINKLER (1927) stützen müssen. Vor allem für die Frage des Auftretens paläozoischer Komponenten ist diese Arbeit wichtig, nachdem WINKLER immer wieder deren Fehlen bzw. Auftreten hervorhob und seine Angaben verschiedentlich durch die späteren Bohrungen bestätigt werden konnten. Dementsprechend stützte sich auch die Karte in diesem Bereichen weitgehend auf die genannte Arbeit.

4.4. Die Geologie des prätertiären Untergrundes

Nach K. KOLLMANN (1965) kann das Steirische Becken in drei größere Depozentren gegliedert werden, die durch Querswellen weiter unterteilt sein können. Es sind dies das Weststeirische, das Gnaser und das Fürstenfelder Becken, wobei die beiden letztgenannten zum Oststeirischen Becken vereint werden. Wie die bis über 3000 m betragenden Höhenunterschiede und die Geologie zeigen, entstand dieses Relief weitgehend unabhängig vom Aufbau des Basements bzw. der präneogenen Erosion. Es geht vor allem auf die synsedimentäre Senkungstektonik (siehe Kap. 4.5.) zurück, durch die das flache oligo-/frühmiozäne Relief der Augensteinlandschaft überlagert, umgestaltet und verändert wurde.

Im Weststeirischen Becken westlich der „Sausalschwelle“ existieren, abgesehen von der Köflach-Voitsberger Bucht, nur die Bohrungen *Krottendorf 1* und *Söding 1*, die mit Sicherheit den Untergrund erreichten. Die von HIESSLEITNER, 1926,

aus dem Raum Wies angeführten Bohrungen sind unsicher, weil es sich bei den Angaben um Grobblöcke des basalen Neogens handeln könnte; sie wurden daher nicht berücksichtigt. Dementsprechend mußte sich die Karte weitgehend auf Extrapolationen aus dem Beckenrand stützen. Dieser besteht im W aus dem Koralmkristallin (FLÜGEL & NEUBAUER, 1984, p. 66). Sein weitgehend konstantes E- bis SE-Streichen läßt annehmen, daß auch große Teile des Beckenuntergrundes diesem Kristallin angehören. Dies wird durch die genannten Bohrungen gestützt, die Granatglimmerschiefer bis granatführende Gneise antrafen, die in *Krottendorf* mit etwa 25° einfallen. Auch am Südrand des Beckens, im Remschnigg, zeigt das Kristallin bei nördlichem Verflächen gleiches Streichen, wobei die Koralmgesteine tektonisch von der Sausal-Gruppe überlagert werden (WINKLER, 1933). Die Gegebenheiten im Remschnigg sprechen für eine flache Überlagerung, was eine direkte Verbindung mit dem Paläozoikum des Sausal im Untergrund wahrscheinlich macht. Unsicher ist die angenommene Fortsetzung des Paläozoikums des Remschnigg gegen E, nachdem diesbezügliche Daten fehlen.

Die Grenze zwischen dem Paläozoikum des Sausal-Remschnigg und dem Koralm-Kristallin ist sehr hypothetisch. Zwischen Wies und der österreichisch-jugoslawischen Grenze wurde eine Fortsetzung einer Störung angenommen, die Mioč (1977) zwischen Radlje und der Staatsgrenze einzeichnete. Die Westgrenze des Sausal dürfte nur zum Teil mit der intraneogenen Störung der Reliefkarte zusammenfallen, nachdem die Überschiebung des Paläozoikums ein vorneogenes Alter hat und daher im Relief nicht zum Ausdruck kommt. Vermutlich reicht im mittleren der drei weststeirischen Teilbecken das Sausalpaläozoikum nicht sehr weit gegen W. Darauf deutet der sehr rasche NNE-streichende Abfall des Schwerehochs des Sausals (Schwere-Karte, WALACH & ZYCH). Dieser Abfall läßt sich gegen N bis in die NW-Begrenzung des Schwerehochs von Allerheiligen – Liebendorf – Vasoldsberg (EBNER et al., 1986) verfolgen. Es trennt dieses vom Plabutsch-Buchkogelzug. Diese Trennung kommt im Relief in der das Gnaser Becken mit dem Weststeirischen Becken verbindenden Senke von Kalsdorf zum Ausdruck. In der geologischen Karte wurde auf Grund dieser Daten angenommen, daß das Paläozoikum der Grazer Decken mit seinem südlichsten Aufbruch in Tobelbad von dem des Sausal mit dessen nördlichsten Vorkommen südlich Weitendorf durch einen Kristallinstreifen getrennt ist, der das Kristallin der Koralpe mit dem des Gnaser Beckens verbindet.

Die Mittelsteirische Schwelle stellt vermutlich eine pultartige NS-Struktur dar, die im W und E durch um N-S-streichende Bruchstaffeln begrenzt wird. Derartige Störungen dürften auch das Paläozoikum des Plabutsch vom Kristallin des asymmetrischen Södinger Teilbeckens trennen. Diese intraneogenen Störungen konnten obertags als Grenze des Paläozoikumsaufbruchs von Tobelbad gegen das Badenium nachgewiesen werden (RIEPLER, 1988). Sie finden ihre Fortsetzung in entsprechenden Störungen im paläozoischen Grundgebirge nördlich des Thaler Beckens. Die tektonische Auflagerung dieses Paläozoikums auf mittelostalpinem Kristallin wird durch die Bohrung *Afling U 1* bewiesen (KRÖLL & HELLER, 1978). Sie erbohrte im Liegenden des Paläozoikums unter flach N-fallenden Marmoren Granatglimmerschiefer der Gradener Serie. Auf Grund der Tiefe und der Lokation wurde die Überschiebungsfläche des Paläozoikums bei Voitsberg gleichfalls N-fallend angenommen, wobei jedoch vermutlich zwischen der Kainacher Gosau und dem Paläozoikum ein Störungskontakt existiert. Dies stützt sich auf die Paläozoikumsaufbrüche der Rupbauerhöhe (EBNER, 1985) und das Herantreten von flyschoider Gosau bzw. der Kreidemergel von St. Bartolomä an das Paläozoikum. Dieses um E-W-streichende Störungssystem ist auch aus dem Grazer Paläozoikum des Pla-

butschuges bekannt. Wie angedeutet, wird eine Verbindung dieser Störungen am Nordrand des Beckens von Thal mit denen von Köflach-Voitsberg vermutet.

Es kann angenommen werden, daß auch die z.T. sehr tiefen Neogenbecken innerhalb des Paläozoikums (Rein, Gratkorn, Passail) an derartige intraneogene Störungssysteme gebunden sind, was jedoch in der Karte nur angedeutet werden konnte.

Das Oststeirische Becken östlich des Sausal und nördlich der Südburgenländischen Schwelle wird durch die zwischen Kulm und Gleichenberg gelegene Auersbacher Schwelle in das westliche, L-förmige, über 2400 m tiefe Graser Becken und das langgezogene, durch E-W-Störungen gegliederte, bis 2900 m tief werdende Fürstenfelder Becken gegliedert.

Das Basement des Gnaser Beckens ist nur durch Bohrungen in seinem S- bzw. N-Anstieg und durch Auswürflinge im Bereich der Auersbacher Schwelle etwas bekannt. Hierbei zeigen die Bohrungen im S folgendes Bild (Höhenangaben bezogen auf Adriaspiegel):

Wiersdorf 1 (ÖMV 1978)

-1507 bis -1523 m: ? Paläozoikum: Phyllite

-1523 bis -1657 m: Austroalpines Kristallin: Granat-Disthen-Plagioklas-Gneis (HERITSCH, 1979), Granatglimmerschiefer.

Schichteinfallen: 5-30°, Lagerung nach Bohrlochmessung: 20° NE.

Bemerkungen: Wenn die von EBNER et al. (1986) gemachte Angabe von 16 m mächtigem Paläozoikum zutrifft, was durch die Bohrprotokolle nicht gestützt wird, würde die Tiefenlage der Überschiebungsgrenze festgelegt sein. Die Zuordnung dieses Paläozoikums zur Sausal-Gruppe erfolgte auf Grund der Lokation, die Grenzziehung zum unterlagernden mittelostalpinen Kristallin stützt sich auf ein dem Remschnigg entsprechendes N- bis NE-Verflächen der Überschiebungsoberfläche.

St. Nikolai 1 (ÖMV 1978)

-917 bis -970 m: Paläozoikum: Graphitphyllite bis dunkelgraue Phyllite.

Schichteinfallen: ?60°, Lagerung nach Bohrlochmessung: 30° NNW.

Bemerkungen: H. HERITSCH (1979) beschrieb von der Basis der Bohrung „ein pegmatitisches Gestein mit großen, mechanisch stark beanspruchten Quarzkristallen und wenig Plagioklas. Das Gestein ist von Mylonitzonen durchsetzt und längs Spalten von Karbonat durchtränkt.“ Die untersuchte Probe stammt aus einer Kernstrecke, die infolge starker Zerbrechung nur etwa 25 % Kerngewinn zuließ. Die Frage, ob es sich hierbei bereits um Austroalpines Kristallin bzw. die Überschiebungszone des Paläozoikums auf dieses handelt, bleibt auch nach einer dankenswerten Neuuntersuchung durch Univ.-Prof. Dr. H. HERITSCH offen. Das Paläozoikum wurde auf Grund der Beschreibung und Lokation der Sausal-Gruppe zugeordnet.

St. Nikolai 2 (ÖMV 1985)

-968 bis -1030 m: Paläozoikum: graue bis grünliche, gebänderte und gefältelte Serizit- bis Quarzphyllite mit verfalteten Quarzlagen und Schieferung.

Schichteinfallen: 10-15°, Lagerung nach Bohrlochmessung: 10-15° SE?.

Bemerkungen: Eine Zuordnung zur Sausal-Gruppe ist auf Grund der Beschreibung und der mehrfachen Deformation des Gesteins gesichert. In der Karte wurde angenommen, daß das unterlagernde Kristallin im Abfall gegen Wiersdorf zutage tritt. Maßgebend hierfür war das Auftreten von Kristallin in der Bohrung *Wiersdorf* und der Abschiebungsscharakter der Störung zwischen dieser und *St. Nikolai 1*.

St. Peter 1 (ÖMV 1978)

- 512 bis -624 m: Paläozoikum: Graphitquarzite und pyritführende, stark durchbewegte Graphitphyllite.
Schichteinfallen: bis 60°.
- 624 bis (?) -672 m: Dunkle bis gelbliche, graue, tw. fein gebänderte bzw. tw. kalkige Dolomite mit einzelnen Quarzkörnern, die von mittelgrauen Flaserdolomiten unterlagert werden.
Schichteinfallen meist zwischen 5 und 30°, bei Verfaltung auch bis 60°, Lagerung nach Bohrlochmessung: 5–20° SW.

Bemerkungen: Die Mächtigkeit der Schichtglieder ist nicht völlig geklärt, da das Bohrprotokoll nur Graphitphyllite und Dolomite angibt. Die Kerne zeigen jedoch zwischen 525 und 528 m Phyllite, zwischen 624 und 629 teilweise kalkige Dolomite und zwischen 669 und 670 m mittelgraue Flaserdolomite. Diese Angaben in Zusammenhang mit dem E-Log lassen vermuten, daß die Grenze der hangenden Phyllitfolge zum liegenden Dolomitkomplex bei etwa -600 m liegt. Die Schichtfolge, der geringe Metamorphosegrad (H. HERITSCH, 1979) und die flache Lagerung sind Merkmale, die gegen eine Zuordnung zur Sausal-Gruppe sprechen, dagegen deuten die Analogie zum tieferen Abschnitt der Bohrung *Arnwiesen 1*, das Auftreten mächtiger (?) Dolomite, die in derartiger Ausbildung in der Sausal-Gruppe unbekannt sind, sowie das gehäufte Auftreten bis Dezimeter groß werdender Karbonatgerölle, vergleichbar mit Gesteinen aus dem Grazer Paläozoikum, in den miozänen Konglomeraten südlich des Sausal, die aus nördlicher Richtung geschüttet wurden, auf die Möglichkeit, daß die Gesteine der Bohrung *St. Peter 1* einen Erosionsrest der ehemals auch den Sausal bedeckenden Grazer Decke anfuhr. Die Bohrung liegt im Scheitel des nördlichen Astes der hier durch die Murecker Senke geteilten Südburgenländischen Schwelle in einer Position über den benachbarten Bohrungen, die durchwegs karbonatfreie Phyllite als Unterlage der Dolomite antrafen. Die Dolomite nehmen zu den Phylliten eine der Karbonatscholle des Grillkogel südlich des Sausals entsprechende Position ein (SCHLAMBERGER, 1987). Diesen Unsicherheiten wurde in der Karte insofern Rechnung getragen, als im Bereich der Bohrung die Sausal-Gruppe mit Fragezeichen versehen wurde.

Perbersdorf 1 (VAN SICKLE 1953)

- 1214 bis -1221 m: Paläozoikum: grünliche Phyllitschiefer.
Schichteinfallen: 80–90°.

Bemerkungen: Die Zuordnung zur Sausal-Gruppe ist gesichert. Bohrlochmessungen fehlen.

Pichla 1 (ÖMV 1978)

- 1439 bis -1534 m: Paläozoikum: Phyllite.
Lagerung nach Bohrlochmessung: 30° NE.
- 1534 bis -1556 m: Austroalpines Kristallin: Granatglimmerschiefer und Amphibolite.
Schichteinfallen: ca. 60° (Schieferung), Lagerung nach Bohrlochmessung: 70–80° NW.

Bemerkungen: Die Winkeldiskordanz zwischen Kristallin und Sausal-Gruppe wird durch eine Überschiebung erklärt. Entsprechend der Lagerung des Paläozoikums und den Gegebenheiten im Remschnigg wird angenommen, daß die Überschiebungsflächen gegen N fallen. Die Lokation am S-Abfall des Paläozoikumsspornes von St. Peter gegen die Murecker Mulde läßt annehmen, daß in dieser das Relief Austroalpines Kristallin anschneidet. Aus der flachen Lagerung der Überschiebungs- bzw. der Abschiebungsfläche im S-Teil der Mulde ergibt sich die Begrenzung des Kristallins.

Die Sausal-Gruppe im tektonisch Hangenden des Mittelostalpins scheint im SE-Teil der Südburgenländischen Schwelle gegen NE auszu dünnen. Darauf deuten die Auswürflinge des plio-/pleistozänen Tuffes zwischen Feldbach und Pecarovic, in denen sich nur Granitoide und Metamorphite, jedoch keine paläozoischen Komponenten fanden (WINKLER, 1927). Die Paläozoikumsaufbrüche des Stadelberges stellen daher nur einen schmalen Deckenrest im Scheitelbereich der Schwelle dar. Es handelt sich um phyllitische, tw. kalkige, graugrüne Tonschiefer mit Übergängen zu Grünschiefer und Metabasiten, sowie untergeordnet um unreine, kristalline Kalke und Kalkschiefer. Die Gesteine bilden eine in sich gestörte, um NNE streichende Antiklinale als vermutliche Fortsetzung des Remschnigg. Ein direkter Beweis dafür fehlt, nachdem *Radochen 1* eine abweichende Folge erbohrte.

Radochen 1 (ÖMV 1981)

+66 bis -753 m: Paläozoikum: dunkelgraugrüne Hartonschiefer mit Streuglimmerführung, tw. pyritführend mit einzelnen sandigen Kalklagen, dünn laminiert, tw. grünliche Schiefer mit dünnen Quarzitlagen.
Schichteneinfallen wechselnd, meist zwischen 10 und 20°, tw. bis 50°;
Lagerung nach Bohrlochmessung: 5–20° NWE.

Bemerkungen: Die Folge weicht in ihrem weitgehend konstanten, flachen bis mittelsteilen NW-Verflachen und ihrem Gesteinsbestand deutlich von der sie vermutlich unterlagernden Sausal-Gruppe ab (vgl. Kap. 4.2.3.2.). Da es sich um einen einzigen Bohrpunkt handelt, ist die Verbreitung in der Karte sehr hypothetisch, umso mehr, als die Grenze zum Liegenden nicht erbohrt wurde. Nachdem die Tuffe von Klösch nur kristalline Auswürflinge lieferten, wurde angenommen, daß südlich einer Aufschiebung Austroalpines Kristallin den Untergrund bildet, was jedoch komplizierten Internbau des Basements voraussetzt.

Der Untergrund des Gnaser Beckens i.e.S. ist unbekannt. Einschlüsse in den Tuffen aus der Umgebung von Feldbach lieferten eine große Menge „Gneisglimmerschiefer, Amphibolite, aber auch Eklogite“ (WINKLER, 1927), während paläozoische Komponenten fehlen. Dementsprechend wurde angenommen, daß der Untergrund des Gnaser Beckens aus Kristallin besteht. Gravimetrie und Aeromagnetik zeigen entsprechend der Beckentiefe ausgeprägte Minima. Die Westgrenze dieses Kristallins gegen das tektonisch höhere Sausal-Paläozoikum wurde entsprechend der Annahme gezeichnet, daß die basale Überschiebungsfäche des Paläozoikums sehr flach gegen N, d.h. die kristalline Senke von Kalsdorf ansteigt. Direkte oder indirekte Hinweise auf den Untergrund fehlen jedoch. Das Hoch in der Aeromagnetik westlich von St. Peter ist ein Hinweis auf den in diesem Raum durch Bohrungen bekannten miozänen Vulkanismus. Die drei Schlotbereiche im Raum Mitterlabill – St. Nikolai stützen sich ebenso wie die Umgrenzung der Verbreitung auf WALACH in EBNER et al. (1986).

Im nördlichen Anstieg des Gnaser Beckens gegen das Kristallin des Kulm wurde der Untergrund durch *Ludersdorf 1*, *Wollsdorf 1* und *Arnwiesen 1* erreicht. Sie zeigen – sieht man von *St. Peter 1* ab – deutliche lithostratigraphische Unterschiede zu den südlichen Bohrungen.

Ludersdorf 1 (ÖMV 1982)

-407 bis -778 m: Paläozoikum: graugrüne bis rotviolette Grünschiefer bis Chloritschiefer und Grünschieferbrekzien mit dm-großen Komponenten von Bänderkalken, hellen, weißen und grauen Kalken.
Schichteneinfallen 45–70°, Lagerung nach Bohrlochmessung: 15–45° NW.

Bemerkungen: Das Gestein ist eine tektonische Brekzie (NEUBAUER, 1989), wobei die Matrix grünschieferfazielle Metamorphose zeigt. Nachdem derartige Brekzien im Grazer Paläozoikum unbekannt waren, wurde vermutet, daß es sich eventuell um eine penninische Folge handelt. Die petrographische Untersuchung sowie das Auftreten lithologisch entsprechender Gesteine in *Wollsdorf 1* und *Blumau 1* zeigen jedoch, daß es sich um Elemente des Grazer Paläozoikums handelt. Die Herkunft der karbonatischen Komponenten bleibt trotzdem unklar, vor allem, wenn man berücksichtigt, daß die Folge eine wahre Mächtigkeit von mindestens 250 m hat. Möglicherweise handelt es sich um eine primäre oder tektonische Wechsellagerung von Metabasiten und Kalken.

Die in der Karte dargestellte Verknüpfung der Wollsdorfer Metabasite mit denen der Platte bei Graz wird durch das ausgedehnte Schwerehoch südöstlich von Maria Trost (WALACH in EBNER et al., 1986) gestützt. Auffallend bleibt bei dieser Deutung das Fehlen von Metabasiten im Weizer Bergland nördlich von Wollsdorf im Hangenden des Schöckelkalkes.

Wollsdorf 1 (ÖMV 1983)

–202 bis –433 m: Paläozoikum: karbonatführende Grünschiefer bis Chloritphyllite, stark durchbewegt und verfaltet.

Schichteneinfallen 60–80°, Lagerung nach Bohrlochmessung: 10° SW.

Bemerkungen: Der Unterschied zwischen dem an den Bohrkernen gemessenen Einfallen und der sich aus den Bohrlochmessungen ergebenden Lagerung könnte mit den das Gestein durchziehenden, zahlreichen parallelen Fugen zusammenhängen. In den Bohrkernen schließen sie mit dem Einfallen einen Winkel von etwa 30° ein. Ob die verschiedene Lagerung in den Bohrungen *Wollsdorf* und *Ludersdorf* größere Bedeutung besitzt, läßt sich nicht sagen.

Das zwischen den beiden letztgenannten Bohrungen und *Arnwiesen 1* gelegene Störungsbündel dürfte größere Bedeutung haben, da nach KRAINER (1984) zwischen Kulm und Weizer Bergland eine intrasarmatische Abschiebung mit einer Sprunghöhe von 315 m existiert.

Wie das gegen SE abtauchende mittelostalpine Kristallin von Radegund (ROBITSCH, 1949), Weiz (KUNTSCHNIG, 1927) und des Kulm (PURKART, 1927) zeigen, muß angenommen werden, daß das Paläozoikum zwischen Graz und Gleisdorf, welches im S das Kristallin des Gnaser Beckens überschiebt, auch im N von Kristallin tektonisch unterlagert wird. Obertag bilden nördlich und westlich des Radegunder Kristallins der Schöckelkalk bzw. die Raasbergfolge das Hangende des Kristallins. Einige kleine Vorkommen über diesem zeigen ebenso wie die geringmächtigen Schöckelkalke von Maria Trost und Wenisbuch, daß vermutlich auch im Untergrund des Beckens von St. Ruprecht mehr oder minder geringmächtige Schürflinge dieses Kalkes die Grenze Kristallin/Wollsdorfer Metabasit markieren. Ein Hinweis auf die Grenze ergibt sich aus der magnetischen „Anomalie von Buchegg“, die sich SW-streichend bis in den Raum Eggersdorf verfolgen läßt (WEBER, 1976). An sie grenzt im SE bis Gleisdorf ein Bereich negativer Anomalien, der, wie *Wollsdorf 1* und *Ludersdorf 1* zeigen, von der Metabasitfolge aufgebaut wird. Weiter gegen E folgt ein rascher Wechsel kleinräumiger, meist negativer oder nur gering positiver Anomalien, die eine Verbindung zum Paläozoikum von *Arnwiesen 1* herstellen.

Arnwiesen 1 (RAG 1984)

+ 8 bis – 60 m: Paläozoikum: Gelblichgraue, tw. geflaserte Kalke, bei denen es sich nach EBNER (1988) im höheren Teil um Oberdevon, im tieferen möglicherweise um Mitteldevon handelt.

- 60 bis -148 m: Schwarze, kaum karbonatische Tonschiefer.
- 148 bis -603 m: Hellgraue, weiße oder gelbbraune Kalke bis Kalkschiefer, die ab etwa -230 m von hell- bis dunkelgrauen, z.T. brekziösen Dolomiten mit untergeordneten Kalklagen unterlagert werden.

Bemerkungen: Auf die stratigraphisch-tektonische Problematik wurde bereits hingewiesen (vgl. Kap. 4.2.3.5.). Unter Berücksichtigung von *Wollsdorf 1* und *Ludersdorf 1*, sowie der tektonisch-stratigraphische Abfolge im Grazer Paläozoikum (Platte – Rannach – Tasche) wird mit EBNER (1988) angenommen, daß die Metabasitfolge das Liegende von *Arnwiesen 1* darstellt. Es ist dabei wahrscheinlich, daß auch im Raum Arnwiesen die Blumauer Karbonat-Phyllit-Formation (Kap. 4.2.3.4.) als stratigraphisch Liegendes der Arnwiesener Gruppe auftritt, was in der Karte infolge fehlender Daten unberücksichtigt blieb.

In auffallender Weise verbindet die Auersbacher Schwelle das Paläozoikum von Arnwiesen im N mit dem des Stadelberges im S. Diese Querzone findet ihre Fortsetzung in den NNW-streichenden Strukturen im Raum Anger, zu denen auch die Überschiebung des höheren Ostalpins auf das um NE-streichende Unterostalpin gehört. Mit diesen Strukturen könnte auch das Verfläichen der Metabasite in *Wollsdorf 1* und *Ludersdorf 1* zusammenhängen. Das Fehlen von um NNW- bis NNE-streichenden Störungen im Bereich der Basementschwelle erklärt sich vermutlich durch ihre Überlagerung durch den hier weit nach N reichenden mächtigen Stratovulkan von Gleichenberg.

Östlich dieser Querzone, im Fürstenfelder Becken, geben folgende Bohrungen Einblick in den Untergrund:

***Untertiefenbach 1* (ETSCHEL & MEYER 1973)**

(?) +167 bis +141 m: Austroalpines Kristallin: Pegmatitgneis und Biotitgneis.

Bemerkungen: Die genaue Höhenlage der am Grundgebirgsrand WSW Hartberg abgestoßenen Wasserbohrung ist nicht bekannt. Die Bohrung wurde von ZETINIGG (1982, p. 82) beschrieben. Sie ist in der Karte nicht näher bezeichnet.

***Hartberg 1* (Ungarvorstadt, Molkerei 1961)**

+135 bis +141 m: Austroalpines Kristallin: Gneis.

Bemerkungen: Siehe ZETINIGG (1982, p. 82).

***Walkersdorf 1* (RAG 1974)**

-1799 bis -1853 m: Paläozoikum: Dolomitbrekzien.

Bemerkungen: Auf Grund lithostratigraphischer Vergleiche mit der benachbarten Bohrung *Waltersdorf 1* dürfte es sich um Unterdevon handeln, dessen tektonische Brekzierung mit der Dehnungstektonik des Steirischen Beckens zusammenhängt (vgl. Kap. 4.5.).

***Waltersdorf 1* (RAG 1975)**

- 783 bis - 928 m: Paläozoikum: Dunkelgraue Dolomite bis kalkige Dolomite des Unterdevons.

- 928 bis -1203 m: Grünlich-violette, schwarze und graue Phyllite, Tonschiefer und Tuffitschiefer mit geringmächtigen Einschaltungen dunkelgrauer Kalkphyllite und dolomitischer Kalke. Vermutliches Alter höheres Silur bis Unterdevon, vergleichbar den Crinoidenschichten.

-1203 bis -1207 m: Austroalpines Kristallin: Weiße Marmore.

-1207 bis -1221 m: Quarzreiche Granitgneise.

-1221 bis -1240 m: Leicht diaphthoritische Albit-Epidot-Amphibolite.

Bemerkungen: Die stratigraphische Einstufung stützt sich auf EBNER (1978). Die Position der Bohrung spricht dafür, daß das liegende Kristallin dem Unterostalpin zuzurechnen ist. Auffallend sind das Fehlen der Wollsdorfer Metabasit-Formation und das Auftreten eines geringmächtigen Grenzmarmares, was eine Analogie zu den Gegebenheiten am W-Rand des Grazer Paläozoikums bzw. *Afling U 1* darstellt. Das Fehlen der Metabasite zeigt, daß die karbonatreiche Hangendfolge eine eigene tektonische Einheit, abgesichert von ihrer Unterlage ist.

Blumau 1 (RAG 1979)

-1441 bis -1634 m: Paläozoikum: Grüne bis rotbraune, feingefaltete Fleckengrünschiefer bis Chloritschiefer mit dünnen, weißen oder hellgrauen Kalklagen.

Schichteinfallen 20–45°.

Bemerkungen: Lithologisch entsprechen die Gesteine der Wollsdorfer Metabasit-Formation. Die tertiären Basisschichten über dem Paläozoikum werden von Konglomeraten gebildet, in denen als Komponenten neben Ton- und Grünschiefern auch Dolomite und Kalke mit einem Durchmesser bis 8 cm auftreten (EBNER, 1988). Entsprechend dem Relief des Basements wurden sie als Hinweis auf eine größere Ausdehnung des Paläozoikums gegen N und NW angesehen.

Blumau 1a (RAG 1979)

-2390 bis -2445 m: Paläozoikum: Massige, brekziöse Dolomite.

-2445 bis -2489 m: Phyllite mit Quarzlagen, unterlagert von gelbbraunen phyllitischen Tonschiefern mit Einschaltung karbonatischer Quarzsandsteine.

-2489 bis -2721 m: Schwarzgraue bis braune Dolomite mit Einschaltungen von Tonschiefern, Phylliten und Dolomitsandsteinen. An der Basis 33 m mächtige Kalke.

-2721 bis -2772 m: Phyllite und Kalkphyllite.

Bemerkungen: Lithostratigraphische Vergleiche lassen vermuten, daß der höhere, vorwiegend dolomitisch-kalkige Komplex der Dolomitsandsteinfolge entspricht, während die Phyllite, Kalkphyllite und Kalke der Blumauer Phyllit-Karbonat-Formation entsprechen. In den Basisschichten des Tertiärs treten neben den bereits aus *Blumau 1* bekannten paläozoischen Geröllen bis zu dm-große Kristallinblöcke auf (vgl. Kap. 4.5.).

Litzelsdorf 1 (ÖMV 1977)

-1971 bis -2161 m: Paläozoikum: Karbonatische Tonschiefer bis dunkelgraue oder schwarze Graphitphyllite, vielfach pyritführend mit starker Kleinfaltung.

Schichtneigung bis 60°, Lagerung nach Bohrlochmessung NE-streichend mit wechselndem Einfallen.

Bemerkungen: Auf Grund des Auftretens kalkiger Schiefer wurde die Folge der Blumauer Phyllit-Karbonat-Formation zugeordnet.

Fürstenfeld TH 1 (Gemeinde Fürstenfeld)

-2481 bis -2820 m: Paläozoikum: Graue Dolomite und Dolomitsandsteine.

-2820 bis -2880 m: Kalke, Kalkphyllite und Phyllite.

Bemerkungen: Lithostratigraphisch läßt sich das Profil mit dem von *Blumau 1a* vergleichen und in das Silur bis Unterdevon stellen. Die Ausdehnung dieses Paläozoikums zeigen Auswürflinge der Tuffe der Stadtberge bei Fürstenfeld.

Übersbach 1 (RAG 1959)

–2365 bis –2423 m: Paläozoikum: Bänderkalke mit steiler, teilweise senkrechter Lagerung.

Bemerkungen: K. KOLLMANN (1965) verglich die Gesteine mit dem Schöckelkalk. Diese mögliche Zuordnung war maßgebend, daß in der Karte auch am Südrand des Paläozoikums der Grazer Decke lokale Vorkommen von Schöckelkalk eingezeichnet wurden. Ihre Position ist sehr hypothetisch.

Binderberg 1 (RAG 1972)

–1333 bis –1470 m: Paläozoikum: Phyllite.

Bemerkungen: Die Bohrung liegt auf der Südburgenländischen Schwelle. Auf Grund des Fehlens von Karbonaten wird vermutet, daß es sich um ein Äquivalent der Sausal-Gruppe handelt. Auswürflinge der Tuffe südlich von Binderberg lieferten neben paläozoischen Schiefen Granitgneise, die aus dem tieferen Untergrund stammen.

Jennersdorf 1 (ÖMV 1983)

–1453 bis –1532 m: Paläozoikum: Dunkelgraue bis schwarze, stark durchbewegte und verfaltete Phyllite mit einzelnen Quarzlagen wechselnd mit dunkelgrauen Kalkphylliten.

Schichteinfallen 15–30°, Lagerung nach Bohrlochmessung 10° E.

Bemerkungen: Eine Zuordnung der Phyllite zur Sausal-Gruppe oder zur Blumauer Phyllit-Karbonat-Formation ist sehr problematisch. Die Gesteine sind häufig fein zerrieben („Kakirite“). Wenn trotz des Auftretens kalkreicher Partien die Folge der Sausal-Gruppe zugeordnet wurde, dann war vor allem die Position benachbart *Binderberg 1* maßgebend.

Wie die Bohrungen zeigen, setzt sich die Arnwiesener Gruppe gegen E bis in die Südburgenländische Schwelle fort, wo sie im Raum Hannersdorf und westlich Güssing zutage tritt (SCHÖNLAUB, 1984; GRATZER, 1986; POLLAK, 1962; PAHR, 1983). Die Schichtfolge dieses aus Grünschiefern, Dolomiten, Kalken bis Kalkschiefern und Quarziten bestehenden Paläozoikums ist zufolge tektonischer Komplikationen und der neogenen Überlagerung unklar. In der Karte wurde versucht, andeutungsweise die Verknüpfung dieses Paläozoikums über die beschriebenen Bohrungen mit dem Grazer Paläozoikum darzustellen, wobei angenommen wurde, daß die basalen Schichten (Schöckelkalk, Metabasit-Formation) örtlich tektonisch fehlen können und das höhere Paläozoikum direkt das Austroalpine Kristallin (bzw. Penninikum) überlagert. Während die S-Grenze des Paläozoikums durch *Übersbach 1* und den Nachweis von Kristallingeröllen in den Tuffen um Riegersburg fixiert ist, ist die N-Grenze sehr hypothetisch. Der einzige Anhaltspunkt ist, daß bei einem Vergleich der Tiefenlage der Schichtgrenzen in *Waltersdorf 1*, *Blumau 1a* und *Fürstenfeld TH 1* ein flaches SE-Fallen angedeutet wird. Dementsprechend wurde, ausgehend vom Kristallin in *Waltersdorf 1*, die Grenze gegen das Kristallin des Teilbeckens von Allhau festgelegt. Die Mulde von Allhau selbst dürfte zumindest in ihrem südlichen Teil von Unterostalpinem Kristallin aufgebaut werden. Da dieses Kristallin nördlich von Pinkafeld das gegen W abtauchende Penninikum von Bernstein flach überlagert (WALACH, 1977), wird vermutet, daß letzteres noch im N-Abchnitt der Mulde angeschnitten wird.

Die Darstellung der miozänen Vulkanschlote und die Ausdehnung des Vulkangebietes zwischen Walkersdorf und Hartberg stützt sich auf magnetische und gravimetrische Daten (WALACH, 1986). Die Schlote gehören scheinbar einem einzigen

Schildvulkan mit NW–SE-Erstreckung an, dessen Top in etwa 800 m Tiefe liegt. Gegen S wird seine Ausdehnung durch *Walkerdorf 1* festgelegt. Sie traf den Vulkankörper in einer Tiefe von –756 m an und durchörterte ihn in einer Mächtigkeit von 110 m. Unklar bleibt, warum im Unterbadium von *Fürstenfeld TH 1* keine Vulkanite auftreten, nachdem dieses rund 600 m tiefer als der nächste, kaum 6 km entfernte altersgleiche Vulkanschlot liegt. Möglicherweise spielt hierbei eine Rolle, daß die starke Absenkung des Fürstenfelder Beckens i.e.S. erst zu dieser Zeit einsetzte.

Östlich des Fürstenfelder Beckens wurde der vorneogene Untergrund der Südburgenländischen Schwelle nördlich der Senke von Weichselbaum sowohl ober- tags als auch in mehreren, vorwiegend von der SMV durchgeführten Bohrungen angetroffen. Die Angaben darüber sind spärlich:

Bachselten K1 (SMV 1947)

–307 bis –310 m: Paläozoikum: Dolomite.

Bemerkungen: Sämtliche in den Bohrungen um den Eisenberg angetroffenen Dolomite werden den unter- bis mitteldevonen, fossilführenden Dolomiten und Dolomitschiefern, die zwischen Hannersdorf und Burg obertags anstehen, zugeordnet.

Mischendorf K1 (SMV 1947)

–12 bis –26 m: Paläozoikum: Braun-graue Dolomite.

Edlitz 1 (SMV 1948)

–402 bis –405 m: Paläozoikum(?): Kalke(?).

Bemerkungen: Die Angaben über diese Bohrung sind widersprüchlich (vgl. Kap. 4.2.3.4.). Aufgrund des Untersuchungsergebnisses von KÜMEL (1957) wurden die angetroffenen Schichten der Arnwiesener Gruppe zugerechnet.

Harmisch CFE17 (SMV 1948)

+121 bis +94,3 m: Paläozoikum: Dolomit, z.T. mit Quarzgängen.

CFG 1 (SMV 1948)

–75 bis –76 m: Paläozoikum: Dolomit.

Güssing 1 (ÖMV 1982)

–244 bis –321 m: Penninikum: Chloritschiefer.

Bemerkungen: Vergl. NEUBAUER (1989). Die Bohrung könnte dem von HEINZ et al. (1987) in diesem Raum auf Grund der Aeromagnetik postulierten ENE-einfallenden Störkörper entsprechen.

Bad Tatzmannsdorf Thermal B3

(?)+166 bis +123 m: Penninikum: Grünschiefer.

Bemerkungen: Die nordöstlich von Oberwart 450 m nördlich der Kirche von Bad Tatzmannsdorf gelegene Bohrung kam uns erst nach Beginn der Druckvorbereitungsarbeiten zur Kenntnis und konnte dementsprechend nicht mehr berücksichtigt werden.

Minihof 1 (ÖMV 1981)

+307 bis +430 m: Austroalpines Kristallin: Biotitgneis.

Bemerkungen: Die Bohrung verblieb in der Grobgnesserie.

Wie die Thermalbohrung *Radkersburg* sowie Bohrungen auf ungarischem und jugoslawischem Territorium zeigen, wird die besprochene Basemententwicklung im Süden durch die Raablinie vom transdanubischen Mesozoikum getrennt.

Radkersburg Thermal (Gemeinde Radkersburg 1978)

-1580 bis -1647 m: Trias: Helle Kalke und Dolomite.

-1647 bis -1677 m: Permotrias: Rote Sandsteine und Schiefer.

-1677 bis -1722 m: Karbon(?): Schwarze Schiefer bis Graphitphyllite.

Bemerkungen: Auf die stratigraphische Zuordnung der Gesteine wurde bereits eingegangen (Kap. 4.2.3.6.).

Vergleicht man das Neogen in der Bohrung Radkersburg mit anderen, südlich der Raablinie gelegenen Bohrungen, dann fällt das Fehlen von Pannon auf, welches normalerweise z.T. weit über 1000 m mächtig wird. Vergleicht man darüber hinaus die Tiefenlage der Topfläche des Sarmats dieser Bohrungen untereinander, dann zeigt sich ein enormer Unterschied, der bis zu 1000 m betragen kann. Dies läßt sich nur durch eine starke, bis in das Pliozän reichende Störungstektonik erklären, die sich vermutlich im Basement in einer streifen- und schollenförmigen Zerlegung äußert.

Im Bereich der Karte sind auf jugoslawischer Seite folgende Bohrungen bekannt:

Dankovic 1

-1770 bis -2109 m: Mesozoikum(?): Mikritische Kalke von schwarzen bis dunkelgrauen, dichten Tonschiefern unterlagert. Die Bohrung wurde in Quarz-Chlorit-Schiefer eingestellt.

Bemerkungen: Bei den Kalken und Schiefen dürfte es sich um Schichtglieder der Radkersburger Gruppe handeln. Die Position der Quarz-Chlorit-Schiefer ist ungeklärt.

Martijanci 1

-1187 m: Amphibolite und Gneise.

Bemerkungen: Die kristallinen Folgen südlich der Raablinie dürften zumindest tw. die Fortsetzung des Bachernkristallins darstellen.

Murska Sobota 1

-1026 m: Quarz-Serizit-Chlorit-Schiefer, Amphibolite und Gneise.

Panovci 1

-2237 bis -2392 m: Mesozoikum(?): Sandige, schiefrige Kalke und Kalkschiefer von tonig-mergeligen, kieseligen Schiefen umgelagert.

Bemerkungen: Die Position südlich der Raablinie spricht für eine Zuordnung der Folge zur Radkersburger Gruppe.

Die Bohrungen auf ungarischem Territorium wurden der Untergrundkarte Ungarns (FÜLÖP & DANK, 1985) entnommen. Wichtig sind die beiden Bohrungen

Szentgotthard 1 und *2*. Nach den Angaben von ARKAI et al. (1987) schloß erstgenannte Bohrung Serizit-Kalzit-Chlorit-Schiefer einer epizonalen Gesteinsfolge auf, der in Bohrungen des Mihalyi-Rückens vor allem Karbonatphyllite sowie Metavulkanite zugeordnet werden. Im Gegensatz dazu fanden sich in der Bohrung *Szg 1* psammitische, siltige Schiefer, die einer anchizonalen Folge zugeordnet werden, die vor allem aus psammitischen und siltig-pelitischen Gesteinen mit seltenen Einschaltungen basischer und saurer Vulkanite sowie Vulkanoklastika besteht. Zufolge des unterschiedlichen Metamorphosegrades wird die erstgenannte Gesteinsfolge des Mihalyi-Rückens und der Bohrung *Szg 1* der Nemskolta-Takacsi-Zone gegenübergestellt, wobei nur erstgenannte Gruppe mit dem Grazer Paläozoikum verglichen wird. In der Karte wurden trotz der Unterschiede beide Bohrungen der Blumauer Phyllit-Karbonat-Formation zugeordnet (vgl. auch Kap. 4.2.3.4.).

4.5. Die neopalidische Entwicklung

Das steirische Becken gehört zu den westlichen Randbecken i.w.S. (SCLATER et al., 1980) des Pannonischen Beckens. Die Kenntnis seiner neopalidischen Geodynamik läßt noch zahlreiche Fragen offen. Wie im Wiener Becken fällt im Steirischen Becken der Hauptanteil der neogenen Subsidenz respektive Sedimentation in das Karpat bis Sarmat, während im zentralen Pannonischen Becken die Hauptsubsidenz erst mit Ende des Sarmats einsetzte (HORVATH & BERCKHEIMER, 1982; ROYDEN et al., 1982; ROYDEN, 1983). Seine Analogie in der Position zu zahlreichen anderen „intra-karpatischen Becken“ und deren sedimentär-vulkanogener Entwicklung (Kap. 4.3.) zeigt, daß auch seine geodynamische Evolution ein Teil der Gesamtentwicklung des Pannonischen Raumes ist. SCLATER et al. (1980) nahmen an, daß dieser infolge der oligo-/miozänen Subduktionstektonik im Karpatenbogen zu einem Back-Arc-Basin wurde (HORVATH & BERCKHEIMER, 1982, cum lit.; HORVATH & ROYDEN, 1983), was zur Dehnung und Krustenverdünnung mit duktilem Fließen der unteren Lithosphäre führte, während es in der Oberkruste zu Sprödbbruchbildung mit Entwicklung von Strike-Slip-Faults und Pull-apart-Becken kam (ROYDEN et al., 1982). Hinweise auf Krustendehnung auch in der Oberkruste des Pannonischen Beckens zeigen auch die von ADAM et al. (1984) mitgeteilten seismischen Daten des Beckenuntergrundes. Im Zusammenhang mit dieser Krustenverdünnung führten in der ersten Phase isostatische Ausgleichsbewegungen zu einer ersten raschen Subsidenz bei gleichzeitigem Wärmeanstieg, während die zweite Subsidenzphase mit der Abkühlung und Kontraktion der Lithosphäre nach der Dehnungsphase zusammenhängt. Ob der miozäne Vulkanismus auf eine teilweise Krustenaufschmelzung und Aufstieg an Störungszonen noch als eine Folge der Subduktionsvorgänge am Außenrand des Alpen-Karpaten-Bogens aufzufassen ist (RANDULESCU & SANDULESCU, 1973) oder mit einem durch die Subduktion ausgelöstem Manteldiapirismus mit subkrustaler Erosion durch Aufschmelzung zusammenhängt (LEXER & KONECNY, 1974) ist offen. Für letzteres scheint neben petrologischen und geochemischen Gründen auch der Krustenaufbau zu sprechen. Sicher ist, daß der plio-/pleistozäne, örtlich begrenzte Basaltvulkanismus durch partielle Aufschmelzung von Mantelmaterial aus einem tief gelegenen Magmenreservoir abzuleiten ist (H. HERITSCH, 1967; POULTIDES, 1981), wobei Xenoliten auf Tiefen zwischen 50 und 80 km deuten (SCHARBERT et al., 1981; KURAT et al., 1980). Dies entspricht der Lage eines Low Velocity-Channel im oberen Mantel im Steirischen bzw. Pannonischen Becken (MILLER et al., 1982; LEXER & KONECNY, 1974;

HORVATH & STEGENA, 1977), wobei die geothermische Zonierung und der dem Anstieg der M-Diskontinuität parallele Anstieg der Bouguer-Anomalien (vgl. WALACH & WEBER, 1987) als Hinweis auf Aufschmelzungen im oberen Mantel gewertet wurden (HORVATH & STEGENA, 1977).

Auffallenderweise ist der Anstieg der Mantel/Krustengrenze, die im Bereich des Lavantales in etwa 37 km Tiefe, im Pannonischen Becken bei etwa 23 km liegt (ARIÇ, 1981; ARIÇ & GUTDEUTSCH, 1981; ARIÇ et al., 1987) nicht korreliert mit der Konrad-Diskontinuität, die um etwa 20 km liegt. Dies wird als Hinweis auf die erwähnte Krustenverdünnung durch subkrustale Erosion der Unterkruste gewertet. Wie die Tiefenseismik zeigt, wird die Kruste im Steirischen Raum durch zwei Inversionszonen in einer Tiefe von 8–12 km bzw. 20–60 km gegliedert (ARIC, 1981), wobei die obere Zone gegen E ausdünnert. Sie dürfte einen Scherhorizont darstellen (MILLER et al., 1982).

Vergleicht man diesen Krustenbau mit der alpidischen Entwicklung, dann zeigt sich, daß der bei seiner Bildung in über 25 km Tiefe gelegene eoalpidische Subduktionshorizont von Rechnitz (KOLLER, 1985) heute von einer annähernd ebenso mächtigen Kruste unterlagert wird. Es liegt nahe, diese post-eoalpidische Platznahme eines tieferen Krustenabschnittes unter den Alpen mit der paläomagnetisch nachgewiesenen (FLÜGEL et al., 1987; MARTON et al., 1987) postkretazischen Rotation der Oberplatte in Zusammenhang zu bringen. Die mesoalpidische, grünschieferfazielle Metamorphose letzterer zeigt, daß während des folgenden Krustenaufstieges das Penninikum von Rechnitz im älteren Miozän noch in etwa 10 km Tiefe lag.

ROYDEN et al. (1982) bzw. HORVATH & ROYDEN (1983) erklärten das Steirische Becken als Pull-apart-Becken einer Linksseitenverschiebung divergierender Faults westlich der relativ undeformierten Südburgenländischen Schwelle. Für eine derartige „Basic Wrench Tectonic“ können aus dem lokalen Raum mehrere Indizien angeführt werden:

- 1) Zahlreiche Bohrkerne (NEUBAUER, 1989) zeigen eine starke Sprödbrechdeformation mit Entwicklung von Reibungsbrekzien, Kataklasiten usw. bis in den Kleinbereich. Die Bindung dieser Gesteine an intraneogene Störungen ist innerhalb des Beckens in den Bohrungen *Blumau 1* und *1a* erkennbar, ebenso wie oberhalb im Steirischen Randgebirge, wo sie an Großstörungenzonen gebunden sind.
- 2) Außerhalb des Steirischen Beckens stellt die Mur-Mürz-Zone Teil einer Linie dar, an die mehrere miozäne, teilweise sehr tiefe Tertiärbecken mit hohem Wärmefluß (M. & R. TEICHMÜLLER, 1978) geknüpft sind. Diese Linie quert verschiedene alpidische Einheiten. BERANEK (1979) betrachtet sie als Fortsetzung des peripienidischen Lineaments. Sie entspricht einem seimischen Lineament (GUTDEUTSCH & ARIÇ, 1987), wobei die größtmögliche Herdtiefe im Bereich der oberen Inversionszone der Kruste liegt. ARIÇ & GUTDEUTSCH (1981) deuten sie auf Grund der Herdflächen-Lösungen als Linksseitenverschiebung mit Bewegungen von 0,3 mm/Jahr. ROYDEN et al. (1982) setzten sie mit den von ihnen angenommenen Bewegungen in Bezug.
- 3) Der Beginn der Subsidenz liegt im Ottnang. Im Südabschnitt des Weststeirischen Beckens erreichten Ottnang und Karpat eine Mächtigkeit von über 3500 m. Es ist dies fast das Vierfache der Beckentiefe, die bei etwa 900 m liegt. Die Erklärung ist die gegen N einfallende, dachziegelartige Lagerung vom älteren (südlichen) zum jüngeren (nördlichen) Sedimentationszyklus bei zunehmender Verflachung. Letztgenannte Erscheinung läßt sich auch bei zahlreichen

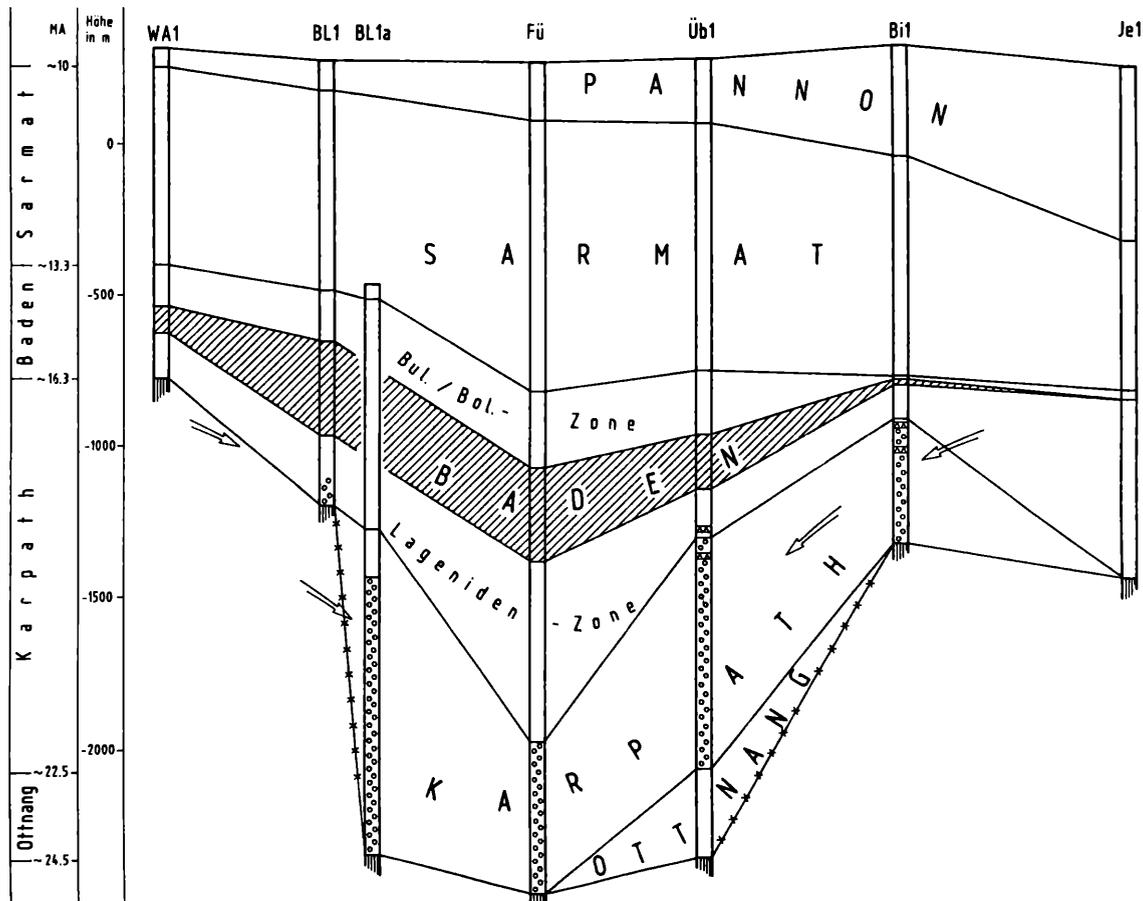
Bohrungen im Steirischen Becken beobachten. Die große Mächtigkeit bei relativ geringer Beckentiefe, die dachziegelförmige Stapelung mit ihrer faziellen Differenzierung, die von WINKLER (1933) und NEBERT (1983) gemachten Feststellung, daß diese Schüttung von N bis W abzuleiten ist, d.h. entgegengesetzt zur stratigraphischen Verjüngung verläuft, sowie sich aus Harnischflächen und Rutschstreifen ergebende Hinweise auf starke Horizontalbewegungen können unschwer auf Sedimentation während der Bildung eines Pull-apart-Beckens (CORWELL, 1980) bezogen werden. Dazu kommt, daß das Weststeirische Becken (ohne Köflacher Becken) sich in drei mehr oder minder gleich tiefe Teilbecken gliedert, die durch annähernd gleich hohe Schwellen voneinander getrennt werden. RODGERS (1980) zeigte, daß derartige, hintereinanderliegende Teilbecken sich zwischen Strike-Slip-Faults entwickeln, sobald der Abstand dieser ihrer Überlappung entspricht, wobei diese umso größer wird, je deutlicher die Einzelbecken ausgebildet sind. Hierbei könnte die Hochlage des Sausal einer Uplift-Zone entsprechen, wobei der vertikale Abstand zwischen dem Becken-Baseament und dem Demmerkogelgipfel über 1300 m beträgt.

Liegt die Hauptsubsidenz im Karpat im Raum *Blumau 1a* bzw. der Senke von Übersbach, so verlagert sich diese ab dem Baden in die Zone von Fürstenfeld, wobei gleichzeitig die marine Entwicklung gegen N bis über *Waltersdorf*, gegen S bis *Jennersdorf* ausgreift. Gleichsinnig damit nimmt die Mächtigkeit und vermutlich die Absenkung ab. Auffallenderweise weicht von dieser Tendenz *Jennersdorf* ab, welches eine bedeutend größere Mächtigkeit des Badeniums zeigt als *Binderberg*, wobei das Badenium lückenhaft entwickelt ist.

Mit einer Mächtigkeit von nahezu 900 m zeigt das Sarmat in der Bohrung *Fürstenfeld* eine dem Badenium entsprechende Entwicklung, wobei nunmehr, wie *Neuhaus* und *Bachzelten* zeigen, die Absenkung im N auf die Südburgenländische Schwelle übergreift. Daß diese Absenkung auch im Sarmat mit Bruchtektonik einherging, zeigen die Gegebenheiten nördlich Gleisdorf (KRAINER, 1984). Erst mit dem Pannon ändert sich durch das Einsetzen der starken Absenkung des pannonischen Beckens die Situation, wobei es im Bereich der Südburgenländischen Schwelle zu Mächtigkeiten von bis über 600 m kam, und, wie ein Vergleich der Mächtigkeiten im Bereich der Raablinie zeigt, die Bruchtektonik hier bis mindestens in das Oberpannon angehalten haben muß. Als Hinweis dafür im Bereich des Kartenblattes kann gewertet werden, daß in der Bohrung *Radkersburg* das Pannon völlig fehlt, während es in *Murska Sobota* und *Panovci* teilweise weit über 1000 m erreicht.

- 4) Wie das Profil *Waltersdorf – Blumau – Fürstenfeld – Übersbach – Binderberg – Jennersdorf* zeigt (Abb. 5), ist die geodynamische Entwicklung des Oststeirischen Beckens geprägt von synsedimentären Fault-Systemen und dem räumlichen Ausgreifen der Sedimente während der Bildung des Beckens. Die Entwicklung beginnt in der Bohrung *Übersbach* mit einer mehrere Zehnermeter mächtigen Rotlehmfolge (K. KOLLMANN, 1965), die von etwa 230 m mächtigen limnischen Mergeln, Mergelsandsteinen und Kohlenflözen des Ottnangiums überlagert wird. Die Mächtigkeit und die auf diese Bohrung beschränkte Verbreitung des Ottnangiums zeigen, daß das Fürstenfelder Becken sich aus einer grabenartigen Senke, verbunden mit der ersten Anlage eines Störungssystems entwickelte. Die Ausbildung des letzteren läßt sich eindeutig im Karpat belegen, welches, konglomeratisch entwickelt, von der Übersbacher Senke gegen N über *Fürstenfeld* bis *Blumau 1a* und gegen S bis über die Bohrung *Binderberg* ausgreift. Weiter nördlich (*Blumau, Waltersdorf*) und südlich (*Jennersdorf*) setzt dagegen die Entwicklung erst mit dem Badenium ein. Die große Mächtigkeit

Abb. 5.
 Profil des Fürstenfelder Beckens mit den Bohrungen Waltersdorf 1, Blumau 1 und 1a, Fürstenfeld, Übersbach 1, Binderberg 1 und Jenersdorf 1. Die Pfeile geben die Schüttungsrichtung während der Bildung der basalen Konglomerathorizonte (°) an. Die Hakensignatur zeigt das Auftreten von Vulkanitlagen. Die Abbildung zeigt die zeitlich unterschiedliche Absenkung des störungsbegrenzten Beckens, sowie die mit dem Pannon einsetzende verstärkte Absenkung mit Annäherung an den Raabgraben.



keit des Karpats in *Blumau 1a* mit bis zu dm-großen Kristallinblöcken neben paläozoischem Material (EBNER, 1988) läßt sich nur durch die Existenz einer nördlichen, synsedimentären Randstörung und einer entsprechenden Schüttrichtung erklären. In *Fürstenfeld* nur etwa 500 m mächtig, steigt die Karpatmächtigkeit gegen S (*Übersbach*) wieder auf 760 m an. Bereits K. KOLLMANN wies darauf hin, daß die hier auftretenden mesozoischen Kalkkomponenten in den Konglomeraten sich im Gegensatz zu *Blumau* nur durch eine Schüttung aus S, d.h. aus dem transdanubischen Mesozoikum erklären lassen. Damit ergibt sich die Vorstellung eines unterschiedlich stark absinkenden Grabens, der sowohl im N als auch im S von Störungen begrenzt wird. Seine Fortsetzung gegen SW zeigen die Bohrungen *Walkersdorf*, *Mitterlabill*, *Pichla* usw., während er gegen N bis in den Raum Litzelsdorf nachgewiesen werden kann. Das Fehlen von Karpat und Baden auf der Südburgenländischen Schwelle zeigt, daß diese dagegen noch landfest war.

5. Literatur

- ADAM, O. et al.: Földtani Alapszelvények geofizikai vizsgálatá. – Ann. Rep. Eötvös Loránd Geophys. Inst., **1983**, 37–44, Budapest 1984.
- ANDRUSOV, D.: Der Grundriß der Tektonik der nördlichen Karpaten. – 188 S., Bratislava 1968.
- ARIČ, K.: Deutung krustenseismischer und seismologischer Ergebnisse im Zusammenhang mit der Tektonik des Alpenostrandes. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., I, **190**, 235–312, 28 Abb., Wien 1981.
- ARIČ, K. & GUTDEUTSCH, R.: Seismotectonic and Refraction Seismic Investigations in the Border Region between the Eastern Alps and the Pannonian Basin. – Pageoph., **119**, 1125–1133, 4 Abb., 1981.
- ARIČ, K., GUTDEUTSCH, R., KLINGLER, G. & LENHARD, T.: Seismological Studies in the Eastern Alps. – In: H. W. FLÜGEL & P. FAUPL: Geodynamic of the Eastern Alps, 325–333, 9 Abb., Wien 1987.
- ARKAI, P., HORVATH, Z. A. & TOTH, M. N.: Regional Metamorphism of the East Alpine Type Paleozoic Basement, Little Plain, Hungary: Mineral Assemblages, Illite Crystallinity, $-b_0$ and Coal Rank Data. – Acta Geol. Hung., **30/1–2**, 153–175, Wien 1987.
- BALASZ, E.: A kisalföld medencealjzatának ópaleozós kőzetei. – M. Al. Földtani Int. Jel., **1969**, 659–673, 3 Abb., Budapest 1969.
- BALASZ, E.: Untersuchung der metamorphen Faziesgürtel in Transdanubien. – Ann. Inst. Geol. Gef., **60**, 1–5, 1 Abb., Bukarest 1983.
- BENESCH, F. V.: Die mesozoischen Inseln am Posruck (Mittelsteiermark). – Mitt. Geol. Ges. Wien, **7**, 173–194, 6 Abb., 2 Taf., Wien 1914.
- BERANEK, B.: Results of Deep Seismic Sounding Measurements in ČSSR and their Contribution to Solution of Deep Contact of Alpine System with European Platform. – In: MAHEL, M. & REICHWALDER, P.: Czechoslovak Geology and Global Tectonics, 244–255, Bratislava 1979.
- BREZSNANSZKY, K. & HAAS, J.: Main Features of the Pre-Tertiary Basement of Hungary. – Geol. Sbornik. – Geol. Karpathica, **37**, 297–303, 5 Abb., Bratislava 1986.
- BUREAU GRAVIMÉTRIQUE INTERNATIONALE (BGI): Cartes Mondiales des Anomalies de Bouguer 1 : 100.000, Feuille de Vienne. – Paris 1964.
- CROWELL, J. C.: The Recognition of Transform Terrane Dispersion within Mobile Belts. – In: D. G. HOWELL: Tectonostratigraphic Terranes of the Circum-Pacific Region, 51–61, 6 Abb., Houston 1985.
- DANK, V. & BODZAY, I.: Geohistorical Background of the Potential Hydrocarbon Reserves in Hungary. – Acta Min.Petrogr., **20**, 57–70, 3 Abb., Szeged 1971.

- EBNER, F.: Ein Beitrag zum Altpaläozoikum des Remschnigg (Steiermark). – Verh. Geol. B.-A., **1974**, 281–287, Wien 1975.
- EBNER, F.: Der paläozoische Untergrund in der Bohrung Waltersdorf 1. (S Hartberg, Oststeiermark). – Mitt. Österr. Geol. Ges., **68**, 5–11, Wien 1978.
- EBNER, F.: Bemerkungen zur Rannachfazies am Westrand des Grazer Paläozoikums. – Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., **115**, 53–61, 3 Abb., Graz 1985.
- EBNER, F.: Das Paläozoikum in den RAG-Bohrungen Blumau 1, 1a und Arnwiesen 1 (Oststeirisches Tertiärbecken). – Jb. Geol. B.-A., **131/4**, Wien 1988 (im Druck).
- EBNER, F., ERHARD-SCHIPPEK, F. & WALACH, G.: Erdgasspeicher Oststeiermark – Geologische Gebietsauswahl. – Arch. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **7**, 5–17, 7 Abb., Wien 1986.
- FLÜGEL, H. W.: Zur Trennung jungvariszischer und altpaläidischer Tektonik im Paläozoikum von Graz. – Jber. 1980 Hochschulschwerpunkt S 15, 105–128, Graz – Leoben 1981.
- FLÜGEL, H. W.: Zur neogen-quartären Morphogenese und Verkarstung des Plabutschzuges westlich von Graz (Steiermark). – Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., **113**, 15–23, Graz 1983.
- FLÜGEL, H. W.: Problematik und Bedeutung der Herkunft der Gerölle der Mittelsteirischen Gosau. – Jber. 1982 Hochschulschwerpunkt S 15, Teilprojekt 15/10, 109–119, Graz 1983.
- FLÜGEL, H.W., FAUPL, P. & MAURITSCH, H. J.: Implications on the Alpidic Evolution of the Eastern Parts of the Eastern Alps. – In: H. W. FLÜGEL & P. FAUPL: Geodynamics of the Eastern Alps, 407–414, 1 Abb., Wien 1987.
- FLÜGEL, H. W. & HERITSCH, H.: Das steirische Tertiärbecken. – Sammlung geol. Führer, **47**, 196 S., Berlin 1968.
- FLÜGEL, H. W. & NEUBAUER, F. R.: Steiermark. – Geologie der österreichischen Bundesländer in kurzgefaßten Einzeldarstellungen, 126 S., 26 Abb., 1 Karte, Wien (Geol. B.-A.) 1984.
- FORBERGER, K. & METZ, K.: Magnetische Bodenforschungen des geologischen Institutes der Montanistischen Hochschule Leoben. III. Magnetische Bodenforschungen im Gebiet zwischen Leibnitz und Radkersburg. – BHM, **87**, 61–66, Wien 1939.
- FRANK, W. ALBER, J., SATIR, M. & THÖNI, M.: Jahresbericht 1977 des Geochronologischen Labors. – Jber. 1977 Geol. Tiefbau d. Ostalpen, **7**, 17–32, Wien 1979.
- FRITZ, H.: Zur Geologie des nordwestlichen Grazer Paläozoikums (im Bereich Schartnerkogel – Barmaseckkogel). – Unveröff. Diss. Univ. Graz, 209 S., Graz 1986.
- FÜLÖP, J. & DANK, V.: Geologische Karte des präkanozoischen Basements von Ungarn. – Budapest 1987.
- GRATZER, R.: Vergleichende Untersuchungen an Metabasiten im Raum Hannersdorf, Burgenland. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **194/6–10**, 131–148, Wien 1985.
- GRILL, R., JANOSCHEK, W.: Erdöl und Erdgas. – In: R. OBERHAUSER (Wiss. Red.): Der geologische Aufbau Österreichs, 556–574, 7 Abb., Wien 1980.
- GUTDEUTSCH, R. & ARIÇ, K.: Tectonic Block Models Based on the Seismicity in the East Alpine-Carpathian and Pannonian Area. – In: H. W. FLÜGEL & P. FAUPL: Geodynamic of the Eastern Alps, 307–324, 6 Abb., Wien 1987.
- GUTDEUTSCH, R. & SEIBERL, W.: Die aeromagnetische Vermessung Österreichs. – Endbericht, Wien (Inst. f. Meteorologie und Geophysik Univ. Wien) 1987.
- HEINZ, H., BIEDERMANN, A., KÖHAZY, R. & SEIBERL, W.: Auswertung aeromagnetischer Daten aus dem Bundesland Burgenland. – Ber. Proj. BC 2d, 38 S., 18 Abb., 3 Beil., Wien (Geol. B.-A.) 1987a.
- HEINZ, H., BIEDERMANN, A. & SEIBERL, W.: Auswertung aeromagnetischer Daten aus der Steiermark. – Ber. Proj. StC 20a, 31 S., 11 Abb., 4 Beil., Wien (Geol. B.-A.) 1987b.
- HERITSCH, H.: Das vulkanische Gestein aus einer Bohrung bei Wundschuh, südlich von Graz. – Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., **96**, 59–68, Graz 1966.
- HERITSCH, H.: Eine chemische Analyse des Basaltes (Schoschonites) von Weitendorf, südlich von Graz, Steiermark. – Anz. Österr. Akad. Wiss., **1967**, 223–226, Wien 1967.
- HERITSCH, H.: Über die Magmenentfaltung des steirischen Vulkanbogens. – Contrib. Miner. Petrol., **15**, 330–344, 4 Abb., Berlin – Heidelberg – New York 1967.
- HERITSCH, H.: Untersuchungen an dem vulkanischen Gestein der Bohrung Ponigl bei Weitendorf, südlich von Graz. – Miner. Mitt. Joanneum, **42**, 259–268, Graz 1975.
- HERITSCH, H.: Vulkanite aus den Tiefbohrungen von St. Nikolai, Wirsdorf und St. Peter, Oststeiermark. – Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., **109**, 25–32, Graz 1979.

- HERITSCH, H.: Die Latite aus der Tiefbohrung in Bad Gleichenberg, Steiermark. – Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., **112**, 27–47, Graz 1982.
- HERITSCH, H., HÖLLER, H. & KOLLMANN, K.: Oststeirisches Tertiär- und Vulkangebiet. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **57**, 365–377, Wien 1964.
- HIESSLEITNER, G.: Das Wieser Revier. – Berg- u. Hüttenmänn. Jb., **74**, 65–100, 12 Abb., 1 Taf., Wien 1926.
- HORVATH, F. & BERCKHEMER, H.: Mediterranean Back Arc Basins. – In: BERCKHEMER, H. & HSÜ, K. (Eds.): Alpine-Mediterranean Geodynamics. – Geodynamics Series, **7**, 141–173, Washington 1982.
- HORVATH, F. & ROYDEN, L.: Mechanical Model for the Formation of the Intra-Carpathian Basins. – Ann. Inst. Geol. Geof., **60**, 65–73, 4 Abb., Budapest 1983.
- HORVATH, F. & STEGANA, F.: The Pannonian Basin: A Mediterranean Interarc Basin. – Int. Symposium Structurale Mediterranean Basins, 333–340, 6 Abb., Paris 1977.
- KÁZMÉR, M.: Tectonic Units of Hungary: Their Boundaries and Stratigraphy (A Bibliographic Guide). – Ann. Univ. Sci. Budapest-Sect. Geol., **26**, 45–120, 20 Abb., Budapest 1986.
- KISHÁZI, P.: Contributions to the Knowledge of Metamorphic Rocks of Sopron Hills (Western Hungary). – Verh. Geol. B.-A., **1977**, 35–43, 1 Abb., Wien 1977.
- KISHÁZI, P. & IVANCSICS, J.: Boszok Greenschist Formation. – Magyarország geológiai alapszelvényei, **86/166**, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest 1986.
- KISHÁZI, P. & IVANCSICS, J.: Sopron Micaschist Formation. – Magyarország geológiai alapszelvényei, **86/166**, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest 1986.
- KISHÁZI, P. & IVANCSICS, J.: Köszeg Phyllite Formation. – Magyarország geológiai alapszelvényei, **86/166**, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest 1986.
- KOLLER, F.: Petrologie und Geochemie der Ophiolithe des Penninikums am Alpenostrand. – Jb. Geol. B.-A., **128**, 83–150, 27 Abb., Wien 1985.
- KOLLMANN, K.: Jungtertiär im Steirischen Becken. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **57**, 479–632, 2 Abb., 6 Taf., Wien 1965.
- KOLLMANN, K.: Steiermark und Südburgenland. – In: BACHMAYER, F.: Erdöl und Erdgas in Österreich, 216–223, 2 Abb., Wien 1980.
- KOLMER, H.: Das Rb/Sr-Alter oststeirischer Vulkanite. – Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., **110**, 23–26, Graz 1980.
- KOLMER, H.: Die Verteilung von Rubidium und Strontium in den Basalten von Weitendorf/ Stmk. und Kolnitz/Ktn. – Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., **110**, 27–31, Graz 1980.
- KÓROSSY, L.: Die tektonische Karte Ungarns im Maßstab 1 : 500.000. – Ann. Inst. Geol. Geof., **60**, 95–106, 2 Abb., Budapest 1983.
- KOVACH, A. & SVINGOR, E. A.: On the Age of Metamorphism in the Fertőrákos Metamorphic Complex, NW Hungary. – Verh. Geol. B.-A., **1981**, 73–81, 3 Abb., Wien 1981.
- KRAINER, B.: Zur zeitlichen Einstufung der Stratigraphie und Tektonik im Nordteil des Gleisdorfer Sarmatosporns (Oststeiermark). – Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., **114**, 95–106, 4 Abb., Graz 1984.
- KRAINER, B.: Sedimentation und Shoshonit von Weitendorf, Badenien, Steirisches Becken. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **80**, 143–156, 4 Abb., Wien 1987.
- KRÖLL, A. & HELLER, E. R.: Die Tiefbohrung Afling U1 in der Kainacher Gosau. – Verh. Geol. B.-A., **1978**, 23–43, 2 Abb., Wien 1978.
- KUBOVICS, I.: Petrological Characteristics and Genetic Features of Crossite from Western Hungary. – Földtani Közlöny, **113**, 207–224, 9 Abb., 3 Taf., Budapest 1983.
- KÜMEL, F.: Der Süßwasseropal der Csatherberge im Burgenland. – Jb. Geol. B.-A., **100**, 1–66, 1 Abb., 6 Taf., Wien 1957.
- KUNTSCHNIG, A.: Das Bergland von Weiz. – Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., **63**, 91–110, 1 Karte, Graz 1927.
- KURAT, G. et al.: Petrologie des oberen Erdmantels unterhalb von Kapfenstein, Steiermark. – Fortschr. Miner., **54**, 53–54, Stuttgart 1976.
- KURAT, G. et al.: Olivin-Spinell-Koexistenz in ultramafischen Xenolithen von Kapfenstein, Steiermark. – Fortschr. Miner., **56/1**, 74–75, Stuttgart 1978.

- KURAT, G., PALME, H., SPETTEL, B., BADDENHAUSEN, H., HOFMEISTER, H., PALME, Ch. & WÄNKE, H.: Geochemistry of Ultramafic Xenoliths from Kapfenstein, Austria: Evidence for a Variety of Upper Mantle Processes. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **44**, 45–60, 1980.
- LANZ, W.: Magnetische Messungen (Totalintensität) im Bereich der Erdölaufschlußbohrungen Miterlabill und St. Nikolai/Südsteiermark. – Unveröff. Ber., Archiv d. Inst. f. Geophysik, Leoben 1982.
- LELKES-FELVARI, G.: A Contribution to the Knowledge of the Alpine Metamorphism in the Kőszeg-Vashegy Area (Western Hungary). – *Jb. Geol. Paläont., Mh.*, **1982**, 297–305, 3 Abb., Stuttgart 1982.
- LELKES-FELVARI, G., SASSI, F. & VISONA, D.: Pre-Alpine and Alpine Developments of the Austriac Basement in the Sopron Area (Eastern Alps, Hungary). – *Rend. Soc. Ital. Miner.*, **39**, 593–612, 17 Abb., 1984.
- LEXNER, J. & KONECNY, V.: The Carpathian Volcanic Area: A Discussion. – *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, **18**, 279–293, 7 Abb., Budapest 1974.
- LIPPOLT, J., BARANYI, I. & TODT, W.: Das Kalium-Argon-Alter des Basaltes vom Lavant-Tal in Kärnten. – *Der Aufschluß*, **26**, 238–252, Heidelberg 1976.
- MACHATSCHKI, F.: Über den Basalt von Weitendorf (Steiermark), seine exogenen Einschlüsse und Kluffüllungen. – *N. Jb. Miner. Geol., Abt. A*, **1927**, 367–374, 413–422, Stuttgart 1927.
- MARTON, E., MAURITSCH, H. & PAHR, A.: Paläomagnetische Untersuchungen in der Rechnitzer Fenstergruppe. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **80**, 185–205, 12 Abb., Wien 1987.
- MAURITSCH, H.: Paläomagnetische Messungen an West- und Oststeirischen Vulkaniten. – *Arch. Lagerst.forsch. Ostalpen*, **13**, 35–57, Leoben 1972.
- MAURITSCH, H.: Geophysikalische Untersuchungen an den Vulkaniten im Raum Weitendorf – Wundschuh, Steiermark. – *Min. Mitt. Joanneum*, **42**, 269–278, Graz 1975.
- MAURITSCH, H. & SCHMID, Ch.: Über die Möglichkeit einer geophysikalischen Prospektion von schichtgebundenen Blei-Zink-Lagerstätten am Beispiel des Grazer Paläozoikums. – *Freib. Forschungsh.*, **C 368**, 45–60, Leipzig 1981.
- MILLER, H. et al.: Structure and Dynamics of the Alps. – In: H. BERCKHEMER & K. HSÜ (Eds.): *Alpine-Mediterranean Geodynamics*, Geodynamics Series, **7**, 175–203, Washington 1982.
- MIOČ, P.: Geoloska Zgradba Dravske Doline – Med. Dravo gradom in Delnico. – *Geologija*, **20**, 193–230, 11 Abb., Ljubljana 1977.
- NEBERT, K.: Die Lignitvorkommen Südostburgenlands. – *Jb. Geol. B.-A.*, **122**, 143–180, 10 Abb., 3 Taf., Wien 1979.
- NEBERT, K.: Zyklische Gliederung der Eibiswalder Schichten (Südweststeiermark). – *Jb. Geol. B.-A.*, **126**, 259–285, 15 Abb., Wien 1983.
- NEUBAUER, F.: Petrographie und Strukturen im Untergrund des Steirischen Beckens und der Südburgenländischen Schwelle. – 1989 (in Vorbereitung).
- PAHR, A.: Die Fenster von Rechnitz, Bernstein und Möltren. – In: R. OBERHAUSER (Wiss. Red.): *Der geologische Aufbau Österreichs*, 320–326, 3 Abb., Wien (Geol. B.-A.) 1980.
- PAHR, A.: Das Burgenland – geologisches Grenzland zwischen Ostalpen, Karpaten und panonischem Becken. – *Geogr. Jb. Burgenl.*, **7**, 27–38, 6 Abb., Neusiedl/See 1983.
- POHL, J. & SOFFEL, H.: Paleomagnetism of Tertiary Volcanics of Styria (Austria). – *Geol. Jb.*, **D52**, 137–147, Hannover 1983.
- POLLAK, W.: Untersuchungen über Schichtfolge, Bau und tektonische Stellung des österreichischen Anteils der Eisenberggruppe im südlichen Burgenland. – Unveröff. Diss. Univ. Wien., Wien 1962.
- POULTIDIS, Ch.: Petrologie und Geochemie basaltischer Gesteine des steirischen Vulkanbogens in der Steiermark und im Burgenland. – Unveröff. Diss. Univ. Wien, Wien 1981.
- POULTIDIS, Ch. & SCHARBERT, H. G.: Bericht über geochemisch-petrologische Untersuchungen an basaltischen Gesteinen des österreichischen Teils der transdanubischen vulkanischen Region. – *Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl.*, **123**, 65–76, Wien 1986.
- PREY, S.: Die Geologie Österreichs in ihrem heutigen geodynamischen Entwicklungsstand sowie die geologischen Bauteile und ihre Zusammenhänge. – In: R. OBERHAUSER (Wiss. Red.): *Der geologische Aufbau Österreichs*, 79–117, 1 Abb., Wien 1980.

- PRODINGER, W.: Spezieller Bericht des chemischen Laboratoriums. – Verh. Geol. B.-A., **1967**, A77–A80, Wien 1967.
- PRODINGER, W. & SCHARBERT, S.: Berichte des chemischen Laboratoriums 1968. – Verh. Geol. B.-A., **1968**, A84–A86, Wien 1968.
- PURKHART, R.: Geologie des Kulm bei Weiz. – Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., **63**, 91–110, 1 Karte, Graz 1927.
- RANDULESCU, D. P. & SANDULESCU, M.: The Plate-Tectonics Concept and the Geological Structure of the Carpathians. – Tectonophysics, **16**, 155–161, Amsterdam 1973.
- RIEPLER, F.: Das Tertiär des Thaler Beckens (Raum Thal – Mantscha – Tobelbad). – Unveröff. Diss. Univ. Graz, Graz 1988.
- ROBITSCH, J.: Das Radegunder Kristallin. – Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., **77/78**, 101–138, 1 Tafel, Graz 1949.
- RODGERS, D. A.: Analysis of Pull-Apart Basin Development Produced by Echelon Strike-Slip Faults. – In: P. F. BALLANCE & H. G. READING (Eds.): Sedimentation in Oblique-Slip Mobile Zones. – Int. Assoc. Sed. Spec. Publ., **4**, 27–41, 1980.
- RÖGL, F.: Die Stratigraphie der Wasserbohrungen in Puntigam. – Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., **105**, 93–98, Graz 1975.
- ROYDEN, L.: Evolution of the Pannonian Basin System. 1. Tectonics. – Tectonics, **2**, 63–90, 10 Abb., New York 1983.
- ROYDEN, L., HORVATH, F. & BURCHFIELD, B.: Transform Faulting, Extension and Subduction in the Carpathian-Pannonian Region. – Geol. Soc. Am. Bull., **93**, 717–725, 7 Abb., 1982.
- ROYDEN, L., HORVATH, F., NAGÚMAROSY, A. & STEGENA, L.: Evolution of the Pannonian Basin System. 2. Subsidence and Thermal History. – Tectonics, **2**, 91–137, 23 Abb., New York 1983.
- RUSS, D.: Über das digitale Geländemodell in Österreich. – Geodät. Arb. Österr. f. d. Int. Erdmessung, Neue Folge, **3**, 153–158, Wien 1983.
- RUSS, D.: Aufbau des Österreichischen Schweregrundnetzes. – Ber. Tiefbau d. Ostalpen, H. **12**, 17–21, Wien 1985..
- SCHARBERT, H. G.: , POULTIDIS, Ch., HÖLLER, H., KOLMER, H. & WARSCHING, U.: Vulkanite im Raum Burgenland – Oststeiermark. – Fortschr. Miner., **59**, Beiheft w, 69–88, Stuttgart 1981.
- SCHLAMBERGER, J.: Zur Geologie des Sausaler Paläozoikums in der SW-Steiermark. – Unveröff. Diss. Univ. Graz, 140 S., Graz 1987.
- SCHMIDT, W. J.: Einige regionaltektonische Probleme am Ostrand der Zentralalpen. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **76**, 133–139, Wien 1983.
- SCHMIDT, W. J., PAHR, A. & KOLLER, F.: Zur großtektonischen Zuordnung des Hannersdorfer Komplexes im Grenzbereich Österreichs (Burgenland/Ungarn). – Mitt. Österr. Geol. Ges., **77**, 57–61, Wien 1984.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Schwamm-Spiculae aus dem Rechnitzer Schiefergebirge und ihr stratigraphischer Wert. – Jb. Geol. B.-A., **116**, 35–49, 4 Abb., 8 Taf., Wien 1973.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Das Paläozoikum von Sulz bei Güssing im Südburgenland. – Jb. Geol. B.-A., **127**, 501–505, 1 Abb., 1 Taf., Wien 1984.
- SCLATER, J., ROYDEN, L., HORVATH, F., BURCHFIELD, B., SEMKEN, S. & STEGENA, L.: The Formation of the Intra-Carpathian Basins as Determined from Subsidence Data. – Earth Planet. Sci. Letters, **51**, 139–162, 1980.
- SEIBERL, W.: Magnetische Modellrechnungsergebnisse an einem Basaltvorkommen (Pauliberg) im Burgenland. – BHM, **123**, 459–462, Wien 1978.
- SEIBERL, W. & HEINZ, H.: Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich der Rechnitzer Schieferinsel. – Ber. Projekt PC–2c/83, Wien (ÖAW) 1986.
- SENFEL, E.: Schwerekarte von Österreich, Bouguer-Isanomalien 1 : 1.000.000. –BEV, Wien 1985.
- SIEMENS, G.: Geologisch-gravimetrische Übersichtskarte des Steirischen Beckens 1 : 500.000. – Unveröff. Ber., Wien 1943.
- SKALA, W.: Kurzbericht über die Untersuchung von Fließrichtungen in den Basisschottern des Obersarmats im Steirischen Becken. – Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., **97**, 28–31, Graz 1967.

- STEGENA, L., GÉCZY, W. & HORVATH, F.: Late Cenozoic Evolution of the Pannonian Basin. – Tectonophysics, **26**, 71–90, 10 Abb., Amsterdam 1975.
- STEININGER, F. & BAGDASARJAN, G. P.: Neue radiometrische Alter mittelmiozäner Vulkanite der Steiermark (Österreich), ihre biostratigraphische Korrelation und ihre mögliche Stellung innerhalb der paläomagnetischen Zeitskala. – Verh. Geol. B.-A., **1977**, 85–99, Wien 1977.
- TEICHMÜLLER, M. & R.: Qualification Studies in the Alps. – In: H. CLOSS et al.: Alps, Apennines, Hellenides, 49–55, 3 Abb., Stuttgart 1978.
- TOLLMANN, A.: Ein Querprofil durch den Ostrand der Alpen. – Eclogae Geol. Helv., **60**, 109–135, 1 Abb., Basel 1967.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich. 1. Die Zentralalpen. – 766 S., 200 Abb., Wien 1977.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich. 3. Gesamtübersicht. – 718 S., 145 Abb., 3 Taf., Wien 1986.
- TOPERCZER, M.: Die aeromagnetische Anomalie von Wundschuh. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt. IIa, **156**, Wien 1947a.
- TOPERCZER, M.: Erdmagnetische Bodenuntersuchungen in der Südoststeiermark. – BHM, **92**, 157–165, Wien 1947b.
- VEIT, E.: Zur geologischen Auswertung der von 1933 bis 1945 durchgeführten geophysikalischen Messungen in den Tertiärbecken Österreichs. – Unveröff. Ber. RAG, Teil 3: Das Grazer Becken, 13–19, Wien 1950.
- VENDEL, M.: Über die Beziehung des Kristallinunterbaues Transdanubiens und der Ostalpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **51**, 281–294, 1 Taf., Wien 1960.
- WALACH, G.: Gesteinsphysikalische Untersuchungen an Vulkaniten der Tiefbohrungen Mitterlabill, Walkersdorf und Paldau. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **113**, 52–61, Wien 1976.
- WALACH, G.: Geophysikalische Arbeiten im Gebiet des Nordostsporns der Zentralalpen I: Magnetische Traverse 1 (Neunkirchen – Hochwechsel – Pöllauer Bucht). – Geol. Tiefbau d. Ostalpen, Publ. Nr. **215**, 1–22, Wien 1977.
- WALACH, G.: Schweremessungen am Alpenostrand. – Jber. 1980 über geophysikalische Untersuchungen im Rahmen des Teilprojektes S 15/15, Hochschulschwerpunkt S 15, **2**, 206–210, Graz 1981.
- WALACH, G.: Regionale Schweremessungen am Alpenostrand. – Ber. Tiefbau d. Ostalpen, **11**, 19–22, Wien 1983.
- WALACH, G.: Ein Programmsystem für die automatische Bearbeitung von Schweremessungen unter Verwendung digitaler Gelände- und Dichtemodelle. – Freiburger Forschungsh., **C 408**, 59–70, Leipzig 1985a.
- WALACH, G.: Magnetische Karte Großpetersdorf – St. Michael (Burgenland), Isanomalien der Vertikalintensität. – Unveröff. Ber., Arch. Inst. f. Geoph., Leoben 1985b.
- WALACH, G.: Der Vulkanismus am Westrand des Fürstenfelder Beckens im Lichte gravimetrischer und magnetischer Meßergebnisse. – Leobener Hefte z. Angew. Geophysik, **1**, 188–199, Leoben 1986.
- WALACH, G.: Geophysikalische Untersuchungen im Gebiet des Eisenglimmervorkommens Pack/Steiermark. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **10** (im Druck).
- WALACH, G. & WEBER, F.: Contributions to the Relations between the Eastern Alps and the Pannonian Basin in the Light of Gravimetric and Magnetic Investigations. – In: H. W. FLÜGEL & P. FAUPL (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 345–360, 9 Abb., Wien 1987.
- WEBER, F.: Beiträge zur Anwendung geophysikalischer Methoden bei Problemen der angewandten Geologie. – Mit. Abt. Geol., Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, **36**, 179–224, 26 Beil., Graz 1976.
- WEBER, F., OBERLADSTÄTTER, M., SCHMID, Ch., SCHMÖLLER, R., STRÖBL, E. & WALACH, G.: Jahresbericht 1979 über die geophysikalischen Messungen im Rahmen des Teilprojektes S 15/15. – Jber. 1979 Hochschulschwerpunkt S 15, **1**, 141–143, Leoben 1980.
- WEBER, F., JANSCHKE, H., MAURITSCH, H., OBERLADSTÄTTER, M., SCHMÖLLER, R. & WALACH, G.: Activities of the Institute of Geophysics of the Mining University Leoben in the International Geodynamic Project. – Austrian IGP 1972–1979, 36–57, Wien 1981.

- WEBER, F., DUEBON, U., SCHMÖLLER, R. & WALACH, G.: Jahresbericht 1981 über die geophysikalischen Messungen im Rahmen des Teilprojektes S 15/15. – Jber. Hochschulschwerpunkt S 15, **3**, 223–240, Leoben 1982.
- WINKLER, A.: Untersuchungen zur Geologie und Paläontologie des Steirischen Tertiäres. – Jb. Geol. R.-A., **63**, 503–620, 7 Abb., 2 Taf., Wien 1913.
- WINKLER, A.: Blatt Gleichenberg – Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich. – 164 S., 1 Taf., Wien 1927.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Blatt Marburg – Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich. – 86 S., 2 Taf., Wien 1938.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Das vortertiäre Grundgebirge im österreichischen Anteil des Posruckgebirges, Südsteiermark. – Jb. Geol. B.-A., **83**, 19–73, 2 Abb., 2 Taf., Wien 1933.
- ZETINIGG, H.: Die artesischen Brunnen im Steirischen Becken. – Mitt. Abt. Geol., Paläont., Bergb. Landesmus. Joanneum, **43**, 211 S., Graz 1982.
- ZYCH, D.: Messungen der erdmagnetischen Vertikalintensität und Suszeptibilitätsuntersuchungen durch die ÖMV-AG als Beiträge zu Kohlenwasserstoffexploration in Österreich. – Arbeiten d. Zentralanst. Meteor. Geod., **65**, Wien 1985.
- ZYCH, D.: 30 Jahre Gravimetermessungen der ÖMV-AG in Österreich. – Arch. f. Lagerst.-forsch. Geol. B.-A., **9**, 153–173, Wien 1988.