

8. Geophysikalische Landesaufnahme

(P. SLAPANSKY & A. AHL)

Für das Kartenblatt St. Pölten liegen geophysikalische Untersuchungen flächendeckend einerseits in Form der „Aeromagnetischen Vermessung Österreichs“ (AMVÖ, HEINZ et al., 1986; SEIBERL, 1991) vor, andererseits in Form gravimetrischer Untersuchungen, die hauptsächlich im Zuge der Kohlenwasserstoffexploration der OMV (ZYCH, 1988), wie auch der gravimetrischen Landesaufnahme und anderer Detailuntersuchungen durchgeführt wurden (ZYCH & MEURERS, 2001a, b). Die Ergebnisse dieser Untersuchungen wurden in den von der Geologischen Bundesanstalt (GBA) herausgegebenen Themenkarten „Karten über die Molassebasis Niederösterreichs und der angrenzenden Gebiete“ im Maßstab 1:200.000 (SEIBERL & OBERLERCHER, 2001; ZYCH & MEURERS, 2001a) zusammenfassend dargestellt und durch zugehörige Erläuterungen (KRÖLL et al., 2001a; SLAPANSKY et al., 2001; ZYCH & MEURERS, 2001b) ergänzt. Dies bildet, neben der Geologischen Karte 1:50.000, Blatt 56 St. Pölten, sowie der Geologischen Karte von Niederösterreich 1:200.000 (SCHNABEL et al., 2002) und den Erläuterungen (WESSELY, 2006), im Wesentlichen die Basis für die ersten beiden Punkte der folgenden Ausführungen. Ein dritter Abschnitt gibt einen kurzen Überblick über geoelektrische Messungen auf Kartenblatt St. Pölten.

8.1. Aeromagnetik

Die Aufnahmen zur Aeromagnetik von Österreich (AMVÖ) wurden in den Jahren 1978 bis 1982 mittels eines Kernpräzessionsmagnetometers, das in einer Sonde unter einem Tragflächenflugzeug mitgeführt wurde, vorgenommen. Die Befliegung erfolgte im Gebiet von Blatt St. Pölten und seiner Umgebung in Flughorizonten konstanter Höhe von 800 m über NN im Nordosten, 1.400 m im Nordwesten und 2.500 m im Süden. Bei der AMVÖ in Ostösterreich betrug der Messprofilabstand 2.000 m, die Messgeschwindigkeit war eine Messung pro Sekunde, was etwa einem Messpunktabstand von 50 m entlang der Profillinien entspricht. Das Messpunktraster ist somit relativ grob. Nähere Angaben zur Mess- und Auswertemethodik finden sich bei HEINZ et al. (1986) und GUTDEUTSCH & SEIBERL (1987).

Gemessen wird bei der angewendeten Methodik die magnetische Totalintensität des Erdmagnetfeldes, in den Karten dargestellt wird jedoch die Anomalie des Erdmagnetfeldes, das heißt, die Feldabweichungen des gemessenen Magnetfeldes vom globalen erdmagnetischen Referenzfeld, welches durch das „International Geomagnetic Reference Field“ (IGRF) gegeben ist. Dieses wird weltweit ermittelt und für 5-jährige Zeitabschnitte („Epochen“) global gültig festgelegt. Die Anomalie der magnetischen Totalintensität ΔT (Delta T) wird üblicherweise als magnetische Flussdichte, bzw. magnetische Induktion in nT (Nanotesla) angegeben. Die Flussdichte ist proportional zur magnetischen Feldstärke.

Die magnetischen Anomalien sind überwiegend durch die magnetischen Eigenschaften der oberen Erdkruste bedingt. Es sind im Wesentlichen ferrimagnetische Minerale, die derartige Anomalien verursachen können. Stark ferrimagnetisch sind die Mischkristallreihe Magnetit-Titanomagnetit (Fe_3O_4 bis TiFe_2O_4), Pyrrhotin (FeS bis Fe_7S_9) und der seltenere Maghemit ($\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$). Die magnetischen Minerale verlieren bei Überschreitung der mineralspezifischen „Curie-Temperatur“ (T_c) ihre Magnetisierung. Die Curie-Temperatur liegt für Magnetit im Allgemeinen bei etwa 570 bis 590° C, die T_c von Maghemit liegt zwischen 580 und 680° C, die des Pyrrhotins bei 300 bis 325° C. Bei den hier durch das Abtauchen der Isothermen unter den

Alpenkörper erwarteten Temperaturen (ČERMÁK et al., 1992) ist die T_c für Magnetit in einer Tiefe von etwa 25 bis 28 km, für Pyrrhotin in etwa 12 bis 15 km unter NN zu erwarten.

Die magnetische Suszeptibilität κ (Kappa) eines Gesteins kann als Größe für die Magnetisierbarkeit des Gesteins betrachtet werden. Sie stellt das Verhältnis zwischen der magnetischen Feldstärke des Erdmagnetfeldes und der durch dieses Feld im Gestein induzierten Magnetisierung dar. Im SI-System ist κ ein dimensionsloser Parameter. Die Größe der magnetischen Suszeptibilität eines Gesteins ist überwiegend vom Gehalt an Magnetit und Pyrrhotin (Magnetkies) abhängig, die stark ferrimagnetisch sind, wobei aufgrund der sehr hohen Suszeptibilität schon Gesteine mit relativ geringen Magnetitgehalten das Gesamtfeld deutlich beeinflussen können. Hämatit und Goethit sind schwach antiferromagnetisch, wenn sie aber in entsprechenden Mengen vorhanden sind, können auch sie starke Anomalien bewirken. Die Oxidation von Magnetit zu Hämatit im Zuge von Verwitterung reduziert die κ -Werte, Martit (Pseudomorphose von Hämatit nach Magnetit) kann aber deutliche remanente Magnetisierung aufweisen, die das Gesamtmagnetfeld beeinflussen kann. Ganz allgemein sind höhere κ -Werte üblicherweise in metamorphen basischen und ultrabasischen Gesteinen zu finden, da diese zum Teil magmatischen Magnetit führen, andererseits bei retrograder Mineralumwandlung von Olivinen und Pyroxenen zu Serpentinmineralen vielfach Magnetit als Reaktionsprodukt auftritt. Frische Ultrabasite weisen im Vergleich zu Serpentiniten geringe κ -Werte auf, mit zunehmender Serpentinisierung erhöhen sich die Werte, die nicht selten bis zu drei Zehnerpotenzen höher als in anderen Gesteinen sind. Amphibolite wiederum zeichnen sich manchmal durch extreme Schwankungsbreiten der κ -Werte aus, die sich zwischen recht niedrig und sehr hoch bewegen können. Magnetit- und Pyrrhotin führende Mineralisationen, die oft auch in hydrothermalen Alterationszonen auftreten, sind ebenfalls durch starke magnetische Anomalien gekennzeichnet.

Repräsentative Werte der magnetischen Suszeptibilitäten (Tab. 1) für einige geologische Großeinheiten und Gesteinstypen des Untersuchungsgebietes, sowie Vergleichswerte aus der Böhmischer Masse und dem Penninikum des Tauernfensters (je nach Interpretation des möglichen Untergrundes, siehe unten) stammen aus den Publikationen von ZYCH (1985), HÖSCH & STEINHAUSER (1985), JILG (1992) und GNOJEK & HEINZ (1993). Es ist aus diesen Publikationen allerdings manchmal nicht ersichtlich, welche Gesteine an welchen Lokalitäten im Detail untersucht wurden, und z.T. auch nicht, wie viele Messungen vorliegen.

Da das Kristallin hier insgesamt eine deutlich höhere magnetische Suszeptibilität besitzt als die überlagernden Sedimenteinheiten (Tab. 1), können größere Aufwölbungen oder Mulden im Relief der Kristallinoberkante positive bzw. negative magnetische Anomalien verursachen.

Die vorliegende Karte der magnetischen Totalintensität (Abb. 43) wurde auf Grundlage der Datenbasis der AMVÖ von ANDREAS AHL neu berechnet. Die Ergebnisse für die Messhorizonte 800 m, 1.400 m und 2.500 m sind nicht in ein einheitliches Niveau zusammengeführt, um einerseits den bei Feldfortsetzung nach oben auftretenden Informationsverlust, andererseits die bei Feldfortsetzung nach unten oft auftretenden numerischen Überschwingungen zu vermeiden. Zusätzlich zu den Daten der AMVÖ sind auch die Magnetikmessungen des Hubschraubermeßgebietes Ober-Grafendorf (SEIBERL et al., 2003; neu bearbeitet von AHL et al., 2013a, b) in die Darstellung mit einbezogen. Diese Daten sind das Ergebnis einer topografischen Befliegung parallel zur Geländeoberfläche mit einer Höhe des Sensors von 80 m über Grund. Dementsprechend ist die Auflösung wesentlich detaillierter als im übrigen Untersuchungsgebiet.

Geologische Einheit bzw. Gesteinstyp	magnetische Suszeptibilität (10 ⁻³ SI)	Autoren
Kristallin der Böhmisches Masse	0,5	(a)
Molassezone	0,06	(a)
Rhenodanubische Zone	0,07	(a)
kalkalpine Decken	0,02	(a)
Kalke der kalkalpinen Decken	0,13–0,21	(d)
Dolomite der kalkalpinen Decken	0,17–0,30	(d)
Mergel der Rhenodanubischen Zone	0,13–0,18	(d)
Sandsteine der Rhenodanubischen Zone	0,12–0,15	(d)
magnetitführende Sedimente der Molasse	> 3,94–10,7	(d)
Granit (Thaya-Batholith)	0,15	(b)
Orthogneise (Böhmisches Masse)	0,12–0,32	(c)
Gföhl-Gneis (Granitgneis) (Böhmisches Masse)	0,16	(c)
Granulite (Böhmisches Masse)	0,28–0,33	(b)(e)
Pyroxengranulit (Böhmisches Masse)	0,28–0,35	(e)
Granulit/Ultrabazit gebändert (Böhmisches Masse)	45–49	(e)
Ultrabazit (Böhmisches Masse)	25–53	(e)
Serpentinite (Böhmisches Masse)	20–23	(b)(c)
Diorite (Böhmisches Masse)	0,35–0,50	(c)
Amphibolite (Böhmisches Masse)	0,48–0,70	(b)(c)
Glimmerschiefer (Böhmisches Masse)	0,18	(b)
Paragneise (Böhmisches Masse)	0,14–0,34	(b)(c)
Mergel (Penninikum)	< 0,1	(d)
Serizitphyllite (Penninikum)	~ 1	(d)
Serpentinite (Penninikum)	36–40, maximal bis zu 160	(d)
Amphibolite (Penninikum)	3–32	(d)
Grünschiefer (Penninikum)	0,7	(d)

Tab. 1.

Mittel- bzw. Medianwerte der magnetischen Suszeptibilitäten nach (a) ZYCH (1985), (b) HÖSCH & STEINHAUSER (1985), (c) JILG (1992), (d) GNOJEK & HEINZ (1993) und (e) STEINHAUSER et al. (1993). Die Werte nach ZYCH (1985) sind von cgs- in SI-Einheiten umgerechnet. Die Bezeichnungen der geologischen Einheiten sind z.T. informell.

Die Anomalien der magnetischen Totalintensität sind polreduziert dargestellt, das heißt, dass die Messwerte unter der Annahme von hypothetisch mit 90° einfallenden Feldlinien des Magnetfeldes (die Inklination des magnetischen Hauptfeldes beträgt in Österreich etwa 63°) berechnet werden. Dadurch kommen die Maxima der Anomalien, die aufgrund der vorliegenden Feldrichtung gegenüber der Lage des Störkörpers gegen Süden verschoben sind, im Allgemeinen direkt über den

Zentren der magnetischen Störkörper zu liegen. Sie sind damit in der Karte mit geologischen Einheiten und Strukturen sowie mit anderen Daten, z.B. Gravimetrie etc., wesentlich besser korrelierbar.

Das magnetische Anomalienmuster wirkt durch die gemeinsame Darstellung unterschiedlicher Messhorizonte (80 m, 800 m, 1.400 m und 2.500 m) zunächst sehr heterogen. Je nach Grad der Auflösung sind die Anomalien, die einem regionalen Gradienten überlagert sind, unterschiedlich detailliert erfasst. An den Grenzen der Flughorizonte treten zudem Sprünge in der Intensität der Messwerte auf.

Der regionale Trend des Magnetfeldes (Abb. 43) zeigt eine gegen Süden zunehmende Magnetisierung, die ein Maximum in einer langgestreckten, hier WSW–ENE streichenden Zone südlich des Untersuchungsgebiets aufweist. Diese Zone verbindet die regionale Berchtesgadener Anomalie \pm durchgehend mit der starken und ebenfalls regional wirksamen Brünner Anomalie. Diese Zone magnetischer Anomalien streicht entlang des Nordrandes der Ostalpen zuerst W–E und schwenkt im Bereich des Wiener Beckens in ein SW–NE-Streichen um (SEIBERL, 1991). In ihrem Südteil ist sie in lokale Teilmaxima mit Erstreckungen über mehrere Zehnerkilometer zerlegt. Die magnetischen Anomalien in der Südhälfte von Blatt St. Pölten (Abb. 43) sind Teil dieser Zone.

Die Quelle der erhöhten Magnetisierung ist für die Brünner Anomalie im kristallinen Basement des cadomisch konsolidierten Brunovistulikum gut belegt. Die Gesteine mit erhöhter magnetischer Suszeptibilität κ stehen z.T. an der Oberfläche an, bzw. wurden in zahlreichen Bohrungen erfasst (GNOJEK & HEINZ, 1993; SEIBERL et al., 1993, 2000; BUCHA, 1994a; GNOJEK & HUBATKA, 2001). Das Brünner Massiv setzt sich überwiegend aus Granodioriten mit eingeschalteten Metabasiten zusammen (HANŽL & MELICHAR, 1997; LEICHMANN & HÖCK, 2008). Es sind magnetische Suszeptibilitäten bis zu 45×10^{-3} (SI) bekannt (GNOJEK & HEINZ, 1993), auch die Granodiorite weisen durch Magnetitführung bedingt erhöhte κ -Werte bis zu $6,63 \times 10^{-3}$ (SI) auf (HROUDA et al., 1968).

Die Interpretation der Berchtesgadener Anomalie ist weit weniger klar. Diese magnetische Großstruktur ist seit den 1930er Jahren aus der Erdölexploration bekannt. Der Störkörper ist aufgrund seiner Tiefenlage nur indirekt durch geophysikalische Methoden erfassbar. Es handelt sich mit großer Wahrscheinlichkeit um basische bis ultrabasische Gesteine der Böhmisches Masse, die sich bis weit unter den Alpenkörper erstrecken. Ein Problem für eine Deutung des magnetischen Störkörpers als Teil des variszischen Basements stellt die Tatsache dar, dass in den benachbarten Einheiten des Variszikums (Moldanubikum, Bavarikum) keine Gesteine mit so hoher Suszeptibilität und der notwendigen Mächtigkeit bekannt sind, um eine entsprechende magnetische Anomalie zu verursachen.

Eine andere Interpretation sieht die Berchtesgadener Anomalie in Zusammenhang mit einer Zone starker magnetischer Anomalien, die sich am Nordrand von Ostalpen und Karpaten, von nördlich von Innsbruck bis in den Bereich südöstlich von Krakau erstreckt (GNOJEK & HEINZ, 1993; BUCHA, 1994b). Diese Zone wurde als strukturell zusammengehörig, aber nicht als genetisch einheitlich betrachtet (GNOJEK & HEINZ, 1993).

Ein Überblick über Modellvorstellungen und Modellrechnungen der Berchtesgadener Anomalie und ihrer Fortsetzung gegen Osten findet sich in SLAPANSKY et al. (2015). Alle bisherigen Deutungsversuche postulieren jedenfalls ein bislang unbekanntes tektonisches oder lithologisches Element von beträchtlicher Größe im geologischen Bau.

Die mesozoischen und jüngeren Sedimentgesteine des Bereiches von Kartenblatt St. Pölten und seiner Umgebung kommen aufgrund ihrer geringen magnetischen

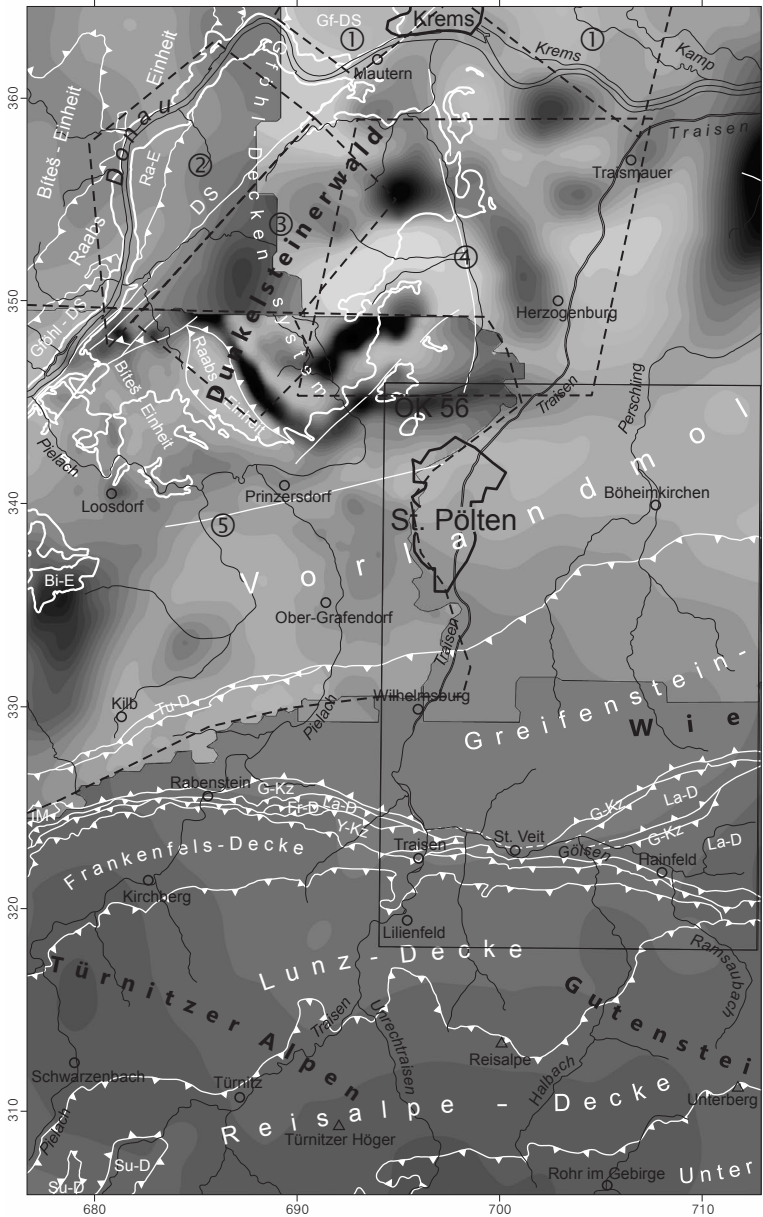
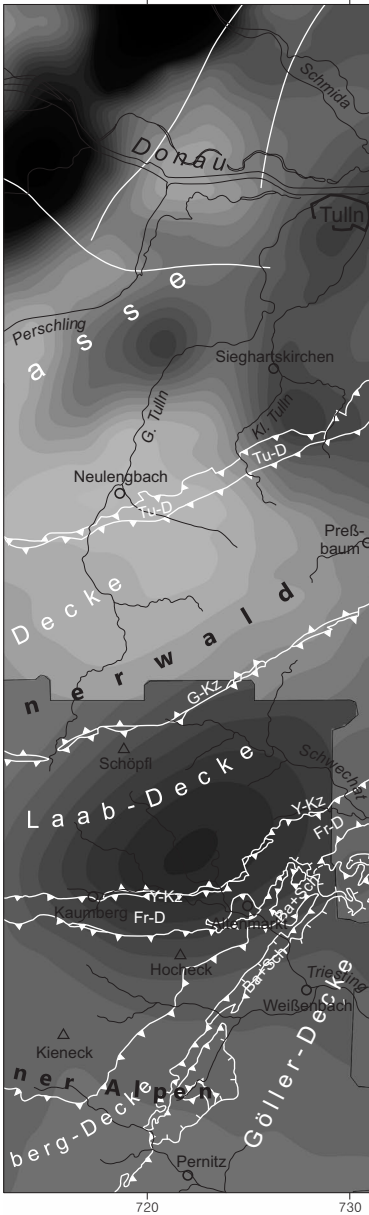
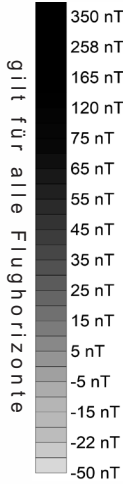


Abb. 43. Anomalie (Isanomalie) der magnetischen Totalintensität ΔT im Bereich von Blatt St. Pölten und seiner Umgebung. Zu den Daten der AMVÖ sind auch die Daten des Hubschraubermessgebietes Ober-Grafendorf in die Darstellung mit einbezogen. Das Koordinatensystem ist BMN M34.



magnetische
Totalintensität ΔT



Hubschrauber-
messgebiete

- ① Kremser Bucht
- ② Rossatz
- ③ Dunkelsteinerwald
- ④ Herzogenburg
- ⑤ Ober-Grafendorf

- | | |
|--------|--|
| IM | Inneralpine Molasse |
| G-Kz | Gresten-Klippenzone |
| Tu-D | Tulbingerkogel-Decke |
| La-D | Laab-Decke |
| Y-Kz | Ybbsitz-Klippenzone |
| Fr-D | Frankenfels-Decke |
| Su-D | Sulzbach-Decke |
| Ba+Sch | Basalzone des „Permoskyth“
mit Schürflingen |
| Gf-DS | Gföhl-Deckensystem |
| Ra-E | Raabs-Einheit |
| Bi-E | Bíteš-Einheit |
| DS | Diendorf-Störung |
| | Ausbisslinie des Kristallins |
| | Deckengrenze |
| | Schuppen-grenze |
| | Störung |
| | Störung vermutet |

Geologische Grenzen weitgehend nach SCHNABEL et al. (2002), WESSELY (2006) und MATURA (2006).