

GEOLOGICA BAVARICA

**Zur Geologie der Nordostbayerischen
Grundgebirgsregion**

Digitales Höhenmodell von Bayern



Bayerisches Geologisches Landesamt

München 2003

107

GEOLOGICA BAVARICA

107

Zur Geologie der Nordostbayerischen Grundgebirgsregion Digitales Höhenmodell von Bayern

Mit Beiträgen von

ARTMANN, E.	NEKOVĀŘÍK, Č.
ÁRVE-SÓS, E.	OTT, T.
BUES, C.	PIVEC, E.
FREUDENBERGER, W.	PROPACH, G.
GABRIEL, G.	RABUS, B.
GEIB, E.	ROHRMÜLLER, J.
HARTMANN, U.	SAURLE, A.
HORN, P.	SCHÄFERS, B.
IHLENFELD, CH.	SCHEUVENS, D.
KNÖPFLE, W.	SCHOLZ, H.
KÖHLER, H.	ULRYCH, J.
LANG, M.	WIEDERHOLD, H.
LEHRBERGER, G.	WONIK, TH.
LÜTTIG, G.	ZULAUF, G.

Redaktion
HANS RISCH

Herausgeber und Verlag:
Bayerisches Geologisches Landesamt, Heßstraße 128, D-80797 München

Geologica Bavarica	107	287 S.	München 2003
--------------------	-----	--------	--------------

ISSN 0016–755 X

Alle Urheberrechte vorbehalten
© Bayerisches Geologisches Landesamt 2003

Herstellung:
Druckerei Frühmorgen & Holzmann, München

Inhalt

Zur Geologie der Nordostbayerischen Grundgebirgsregion

ROHRMÜLLER, J.: Die Forschungsbohrung Rittsteig – Geologischer Rahmen, Geologisches Profil und Geochemie	5
IHLENFELD, CHR. & KÖHLER, H.: Der Grenzbereich Moldanubikum-Bohemikum: Isotopengeochemische Untersuchungen an Gesteinen und Mineralen der Forschungsbohrung Rittsteig (Nordostbayern)	31
WONIK TH.: Bohrlochgeophysikalische Messungen in der Forschungsbohrung FB Rittsteig	49
ARTMANN, E., BUES, C., SCHEUVENS, D. & ZULAUF, G.: Zur tektonometamorphen Entwicklung der Zentralböhmischen Scherzone zwischen Svatá Kateřina und Rittsteig unter besonderer Berücksichtigung der Forschungsbohrung Rittsteig (Böhmische Masse)	63
PROPACH, G.: Geochemie und Petrologie von zwei basischen Intrusionen im Intrusivkomplex von Neukirchen-Kydně (Bayerischer Teil)	95
PIVEC, E., ULRYCH, J., LANG, M., ÁRVA-SÓS, E. & NEKOVAŘÍK, Č.: Weakly alkaline trachybasalt - rhyolite series from the Teplá Highland, western Bohemia: geochemical constraints	127
WIEDERHOLD, H.: Hinweise auf mächtige Tertiärablagerungen in den Daten der Integrierten Seismik Oberpfalz 1989 (ISO '89)	153
OTT, T.: Die Verwitterungsdecke und ihre Umlagerungsprodukte im Raum Mitterteich (NE-Bayern) aus lagerstättenkundlicher Sicht	159
SCHÄFERS, B.: Wasserführung sowie physikalische und chemische Eigenschaften des kristallinen Verwitterungsaquifers in der Oberpfalz (KTB)	175
LÜTTIG, G.: Zur Erdgeschichte und Morphogenese des Tertiärs in Nordostbayern	203

Maare in der Oberpfalz

ROHRMÜLLER, J.: Die Forschungsbohrung Bayerhof – die Erkundung eines tertiären Maars im Steinwald, Oberpfalz (NE-Bayern)	215
WONIK, TH.: Geophysikalische Messungen in der Forschungsbohrung Bayerhof	221
ROHRMÜLLER, J. & HORN, P.: Ergebnisse der K-Ar-Datierung einer basaltischen Tuffbreccie aus der Bohrung Bayerhof und von Basalten des Umfeldes	227
GABRIEL, G.: Lokale gravimetrische Untersuchungen in der Oberpfalz zum Nachweis von Maar-Vorkommen	231

Digitales Höhenmodell Bayerns

RABUS, B. & KNÖPFLE, W.: Erstellung von Höhenmodellen und Bewegungskarten der Erdoberfläche durch Satelliten-Radarinterferometrie	235
FREUDENBERGER, W.: Das Fränkische Schichtstufenland auf dem SAR-interferometrischen Höhenmodell	249
Geiß, E.: Das Nördlinger Ries und sein Umland – Informationen aus dem SAR-Höhenmodell	261
LEHRBERGER, G., SAURLE, A. & HARTMANN, U.: Anwendung des SAR-DGM bei der tektonischen Interpretation des Moldanubikums am Westrand der Böhmischen Masse	269
SCHOLZ, H.: Das Alpenvorland auf dem digitalen Geländemodell des DLR	281

Verzeichnis der Beilagen

Beitrag ROHRMÜLLER, J.: Die Forschungsbohrung Rittsteig –
Geologischer Rahmen – Geologisches Profil und Geochemie

Beilage 1: Geochemisches Log der Bohrung Rittsteig

Beilage 2: Geochemisches Log der Bohrung Rittsteig (Fortsetzung)

Beitrag SCHOLZ, H.: Das Alpenvorland auf dem digitalen Geländemodell des DLR

Beilage 1: Geologische Übersichtskarte der Umgebung von Peiting und Hohenpeißenberg. Aufgenommen anlässlich einer Kartierungsübung der TU München im Jahre 1989, Originalmaßstab 1:25 000, verkleinert auf 1:50 000; SCHOLZ (1989, mit Nachträgen 1992). Verbessert unter Verwendung der geologischen Karten von GILLITZER (1955) und GROTTENTHALER (1992).

Beilage 2: Geologische-geomorphologische Übersichtskarte der Umgebung von Unterthinningau. Aufgenommen anlässlich einer Kartierungsübung der TU München im Jahre 1984, Originalmaßstab 1:25 000, verkleinert auf 1:50 000; SCHOLZ (1984, in KOHLER 1985).

Beilage 3: Geologische-geomorphologische Übersichtskarte der Umgebung von Marktoberdorf. Aufgenommen anlässlich einer Kartierungsübung der TU München im Jahre 1986, Originalmaßstab 1:25 000, verkleinert auf 1:50 000; SCHOLZ (1986, in KOHLER 1992). Verbessert unter Verwendung der geologischen Karten von KUHNERT & ROHR (1975) und HARTMANN (1992).

Beilage 4: Geologische Übersichtskarte der Umgebung von Seeg. Aufgenommen anlässlich einer Kartierungsübung der TU München im Jahre 1994, Originalmaßstab 1:25 000, verkleinert auf 1:50 000; SCHOLZ (1997). Verbessert unter Verwendung der geologischen Karten von BRAMMER (1994) und ÜNAL (1994).

Beitrag RABUS, B. & KNÖPFLE, W.: Erstellung von Höhenmodellen und Bewegungskarten der Erdoberfläche durch Satelliten-Radarinterferometrie.

Beilage 1: Digitales Höhenmodell von Bayern 1:500 000.

Die Forschungsbohrung Rittsteig – Geologischer Rahmen, Geologisches Profil und Geochemie

Von JOHANN ROHRMÜLLER

Mit 18 Abbildungen und 2 Beilagen

Schlüsselworte: Bohrung – Moldanubikum – Teplá-Barrandium – NE-Bayern – Bayerischer Wald – Zentralböhmische Scherzone

Kurzfassung: Die Forschungsbohrung Rittsteig hat ein Profil im Grenzbereich Teplá-Barrandium / Moldanubikum erbohrt mit Disthen- und Sillimanit-führenden Paragneisen, Glimmerschiefern mit metabasischen Einlagerungen (Biotit-Aktinolith-Schiefer) und Amphiboliten (z. T. Metagabbros). In dem Gebiet nördlich Rittsteig grenzen teplá-barrandische Metabasite und Disthen-Sillimanit-Gneise an moldanubische, teilweise Graphit-führende Glimmerschiefer mit metabasischen Einlagerungen. Die Bohrung setzt in Disthen- und Sillimanit-führenden Paragneisen an, die aufgrund der konventionellen Zuordnung in der Region (Mitteldruck-metamorph) als teplá-barrandisch anzusehen sind. Geochemisch sind zwischen teplá-barrandischen Paragneisen und moldanubischen Glimmerschiefern keine Unterschiede festzustellen. Die lithologische Abfolge im Tiefenabschnitt zwischen 164 und 453 m ist nach ihrer Zusammensetzung ein typischer Teil der moldanubischen Abfolge im Rittsteiger Gebiet („Bunte Gruppe“). Ein aufschiebender Versatz im Bereich der vermutlich flach nach S einfallenden Kataklastezone zwischen 453 und 466 m, entlang der moldanubische Glimmerschiefer über teplá-barrandische Metabasite geschoben wurden (ARTMANN et al. 2002), ist für den nochmaligen Wechsel im Profil von moldanubischen zu teplá-barrandischen Gesteinseinheiten verantwortlich.

The Drill Hole Rittsteig – Geological Surroundings, Geological profile and Geochemistry

Keywords: Drill hole – Moldanubian – Teplá-Barrandian – NE-Bavaria – Bavarian Forreest – Central Bohemian Shear Zone

Abstract: The drill hole Rittsteig situated in the Central Bohemian Shear Zone (Teplá-Barrandian/Moldanubian) yield to a profile with kyanite- and sillimanite-bearing paragneisses, micaschists with metabasic intercalations (biotite-actinolite-schist) and amphibolites. The drill hole starts with teplá-barrandian kyanite- and sillimanite-bearing gneisses. In between 164 and 453 m a typical moldanubian unit with micaschists occurred. To the geochemical data there is no differences between teplá-barrandian paragneisses and moldanubian micaschists. At 453 to 466 m there is a cataclastic zone. From 466 m to the end of the drill hole at 583,8 m another teplá-barrandian unit with amphibolites and paragneisses occurred.

Anschrift des Verfassers: Dr. JOHANN ROHRMÜLLER, Bayerisches Geologisches Landesamt, Außenstelle Marktredwitz, Leopoldstr. 30, 95615 Marktredwitz (E-mail: johann.rohrmueller@gl.bayern.de).

Inhalt

1. Einleitung	6
2. Geologischer Rahmen	6
2.1. Regionale Gliederung der geologischen Einheiten	8
2.2. Gabbroamphibolitmasse von Neukirchen b. Hl. Blut	10
2.3. Das Moldanubikum sensu stricto im Künischen Gebirge	12
3. Profil der Bohrung Rittsteig	13
3.1. Voruntersuchungen zur Bohrplatzfestlegung	13
3.2. Übersichtsprofil	13
3.3. Profilbeschreibung	15
4. Geochemisches Profil	24
5. Diskussion des Profils und Einordnung in den regionalgeologischen Rahmen	27
6. Literatur	27

1. Einleitung

Die Forschungsbohrung Rittsteig wurde im Rahmen der Geologischen Landesaufnahme des Bayerischen Geologischen Landesamtes mit Finanzmitteln der Geowissenschaftlichen Gemeinschaftsaufgaben Hannover durchgeführt. Der Bohransatzpunkt liegt ca. 500 m nördlich von Rittsteig bei der Böhm-Höhe im nördlichen Bayerischen Wald (TK 6744 Rittsteig, R: 4576060, H: 5448120, Ansatzpunkt: 705 m NN). Die Bohrarbeiten erfolgten 1994 von der Firma Geomechanik Bohrgesellschaft mbH, Worringen. Die geophysikalischen Bohrlochmessungen übernahmen Dr. WONIK und Mitarbeiter, GGA Hannover.

Geologisch gesehen steht die Bohrung im Grenzbereich zwischen dem Teplá-Barrandium im Norden und dem Moldanubikum im Süden. Ziel der Forschungsbohrung Rittsteig war die Untersuchung des lithologischen und strukturellen Aufbaus des Grenzbereichs Teplá-Barrandium zum Moldanubikum (Zentralböhmisches Scherzonen).

2. Geologischer Rahmen

Die Region des nördlichen Bayerischen Waldes und des südöstlichen Oberpfälzer Waldes im Raum Waldmünchen–Lam–Kötzting beinhaltet zwei sehr unterschiedliche geologische Einheiten (Abb. 1):

Moldanubikum s. str. und Teplá-Barrandium.

Die Untergliederung der Moldanubischen Region im Sinne von KOSSMAT (1927) und SUESS (1903) in Teplá-Barrandium (bzw. Bohemikum) und Moldanubikum sensu stricto („Moldanubikum im engeren Sinne“) ergibt sich aufgrund von voneinander abweichendem lithologischen und stratigraphischen Aufbau. Zusätzlich weisen sie eine unterschiedliche strukturelle und metamorphe Entwicklung auf. Andererseits zeigen jedoch isotopengeochemische Untersuchungen (IHLENFELD & KÖHLER 2003), dass bei den Metasedimenten eine eindeutige Unterscheidung nicht immer möglich ist bzw. im Grenzbereich komplexe Verschuppungen auftreten.

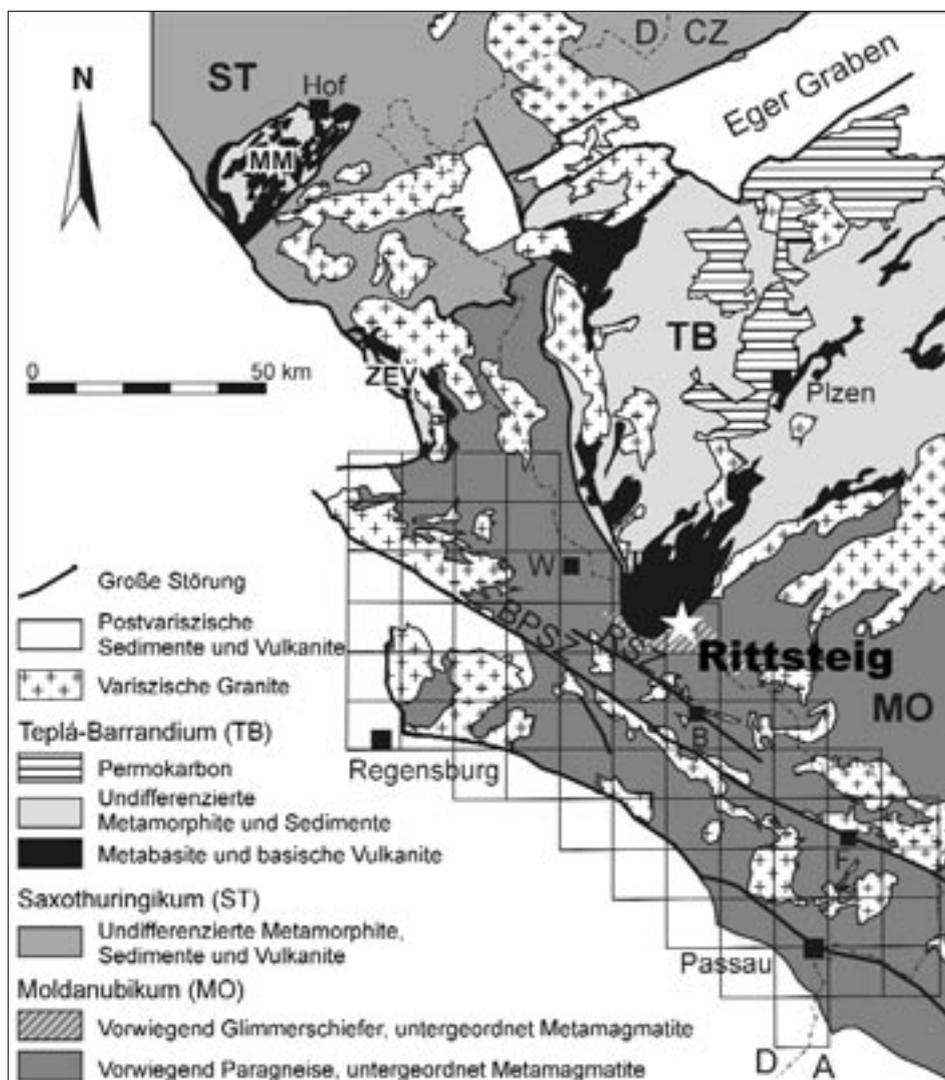


Abb.1. Geologische Übersichtskarte des Grenzbereichs Teplá-Barrandium zu Moldanubikum im Westteil der Böhmischem Masse mit GK25-Raster im S; zusammengestellt von U. TEIPEL nach GK 500 Bayern; Stern = Lagepunkt der Bohrung Rittsteig.

Die Grenze zwischen beiden Bereichen bildet im Westen die steil nach ENE-einfallende Westböhmischem Scherzone und im Süden die steil nach NW-einfallende Zentralböhmischem Scherzone.

Das Teplá-Barrandium (TB) umfasst das Barrandium der Prager Mulde mit jungpräkambrischen bis mitteldevonischen Sedimenten und Vulkaniten sowie einen metamorphen, komplex aufgebauten Westteil. Im südwestlichen Teil belegen cadomische und akadische, meist als frühvariszisch bezeichnete Metamorphosealter, sowie kambrische Granitintrusionen (ZULAUF et al. 1997), ein kambrisches Protolithalter eines Metabasits vom Blätterberg (GEBAUER 1993), ein oberdevonisches Alter für die

Intrusion des Teufelsberg-Diorits (361 + 4 Ma, BUES et al. 2002), und ferner jungvariscische Mineralalter in Metamorphiten eine poly-orogene Entwicklungsgeschichte. Die Gabbroamphibolitmasse von Neukirchen b. Hl. Blut (GAM) bildet den südwestlichsten Teil des TB.

Im Moldanubikum sensu stricto (Moldanubikum s.str.) dominieren vor allem im bayerischen Anteil Gebiete mit einer monotonen grauwackenpelitischen Abfolge („Monotone Gruppe“ = vorwiegend Paragneise mit Kalksilikateinlagerungen) mit wenigen Einschaltungen von ehemaligen basischen und sauren Vulkaniten. Daneben existieren Zonen mit einer sogenannten bunten Abfolge („Bunte Gruppe“ = Paragneise mit Amphiboliten, Marmor, leukokraten Gneisen, Graphiteinlagerungen), die als ehemalige vulkano-sedimentäre Abfolgen anzusehen sind. Die Sedimente und die eingeschalteten Vulkanite dürften höchstwahrscheinlich jungpräkambrischen bis altpaläozoischen Alters sein. Datierungen von sauren Metavulkaniten liefern mehrfach unterordovizische magmatische Alter (ROHRMÜLLER et al. 2000). Ein präkambrisches kristallines Basement konnte im bayerischen Moldanubikum bisher nicht nachgewiesen werden. Die überwiegend granitischen Intrusiva sind ausschließlich variscischen Alters (um 330 bis 310 Millionen Jahren (Ma)).

2.1. Regionale Gliederung der geologischen Einheiten

Die GAM besteht hauptsächlich aus basischen bis intermediären Magmatiten und metamorphen Magmatiten mit wenigen Paragneiseinschaltungen. Im Randbereich kommen Meta-Ultramafitite (Metaharzburgite, Serpentinite) vor. Das nach Westen und Südosten anschließende Moldanubikum setzt sich zum überwiegenden Teil aus Paragneisen und im Gebiet Rittsteig-Lam (Bayerischer Anteil des Künischen Gebirges) aus Glimmerschiefern zusammen, in die leukokrate Gneise, Epidot-Amphibolite, Amphibolite, Marmore, Quarzite, graphitführende Schiefer und Kalksilikatgesteine eingelagert sind (Abb. 2). Im Grenzbereich entlang der Westböhmischescherzone bzw. dem Böhmisches Pfahl existieren jungvariscische, karbone Granite (DÖRR et al. 1997). Der Grenzbereich der beiden Einheiten ist durch eine Störungszone mit Hochtemperatur-Mylonitisierungen, grünschieferfazielle Deformationen und bruchtektonische Verformungen gekennzeichnet.

Im Moldanubikum (MO) sind die Gesteine durch die dominierende jungvariscische Niederdruck-Hochtemperatur-Metamorphose geprägt worden. Mineralabkühlalter und U-Pb-Monozitalter datieren diese in den Zeitraum um 320 bis 330 Millionen Jahren (KALT et al. 2000, u. a.). Belege für eine ältere Metamorphose in diesen Gesteinen gibt es mehrfach, wobei in diesem Zusammenhang immer wieder die geotektonische Position zu diskutieren ist (Deckenbau mit verschiedenen tektonometamorphen Einheiten!). Für die Prägung der granulitfaziellen Gesteine aus der Oberpfalz (Winklarn) wird ein Alterswert um 420 Ma angenommen (GEBAUER 1993). Im Passauer Wald liefern U-Pb-Datierungen an Zirkonen mittels SHRIMP von granulitfaziellen Gesteinen Alterswerte um 340 Ma (TEIPEL et al., in Bearbeitung), die gut übereinstimmen mit Ergebnissen aus Südböhmen. In verschiedenen Bereichen ist durch reliktsch erhaltene Mineralphasen in Paragneisen wie Disthen (z. B. Waldmünchen und Panzer im Künischen Gebirge) eine vorhergehende Mittel- bis Hochdruck-Metamorphose dokumentiert, deren altersmäßige Einstufung noch offen ist (möglicherweise frühvariscisch um 380 bis 400 Millionen Jahre). IHLENFELD & KÖHLER (2003) konnten an Biotit-Aktinolith-Schiefern der Bohrung Rittsteig, die ein typischer Bestandteil der

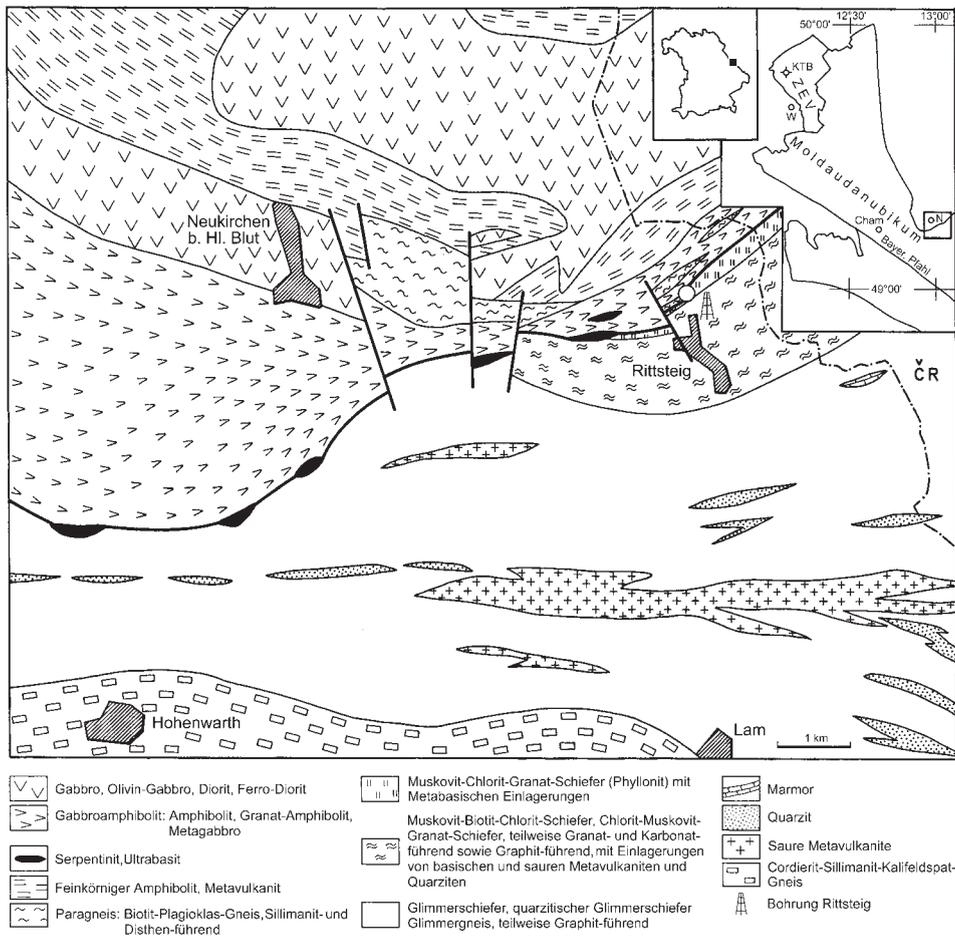


Abb. 2: a) Geologische Karte des Gebietes Neukirchen b. Hl. Blut und Rittsteig;

moldanubischen Gesteine in dieser Region sind, erstmals Rb-Sr-Biotitalter um 380 Ma nachweisen.

Der Westteil bzw. Südwestteil des Teplá-Barrandiums ist cadomisch metamorph (um 530 bis 600 Ma). Der Metamorphosegrad steigt von NE nach W bzw. SW an, im Domažlice Kristallin bis zu einer Mitteldruck-Metamorphose mit Disthen. Die Intrusion von Granitoiden führte im Kambrium (um 520 Ma, ZULAUF et al. 1997) zu einer kontaktmetamorphen Überprägung. In der GAM sind die metamorphen Gesteine durch eine frühvariscische mitteldruck-metamorphe Prägung mit Druckbedingungen von mehr als 10 kbar (BUES & ZULAUF 2000) gekennzeichnet, deren Alter sich durch Mineraldatierungen an Hornblenden auf den Zeitraum von 380 bis 400 Millionen Jahren (KREUZER et al. 1989) eingrenzen lässt (Granatdatierungen geben Hinweise auf eine etwas ältere Prägung um 410 Ma, MIETHIG 1993). Die Gesteine der GAM wurden in den Randbereichen und randnahen Gebieten zum Teil noch durch die jungvariscische Niederdruck-Metamorphose überprägt.

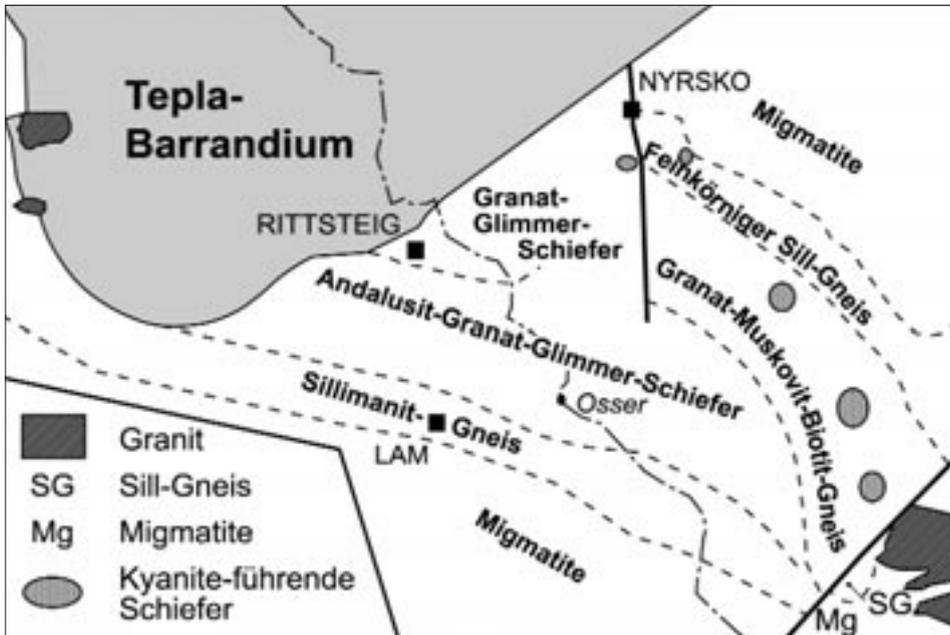


Abb. 2: b) Geologische Übersichtskarte im Grenzbereich Teplá-Barrandium zu Moldanubikum mit verschiedenen Metasedimenteinheiten.

Die Kontaktnahme Teplá-Barrandium/Moldanubikum kann entweder als oberdevonische Überschiebung des Teplá-Barrandiums auf das Moldanubikum (BUES & ZULAUF 2000) interpretiert werden oder als frühdevonische Terrane-Kollision und -Akkretion (WEGER, pers. Mitt.).

2.2. Gabbroamphibolitmasse von Neukirchen b. Hl. Blut (GAM)

Der Randbereich der Gabbroamphibolitmasse von Neukirchen b. Hl. Blut (GAM) ist schon morphologisch deutlich erkennbar durch den Höhenzug des Hohen Bogens mit Höhen bis über 1000 m NN. Die östlich anschließenden, da zum Teil tiefgründig verwitterten, basischen und metabasischen Gesteine der GAM treten morphologisch nicht so prägnant hervor. Der Höhenzug des Hohen Bogens wird durch sogenannte Gabbroamphibolite gebildet. Dabei handelt es sich nach PROPACH & PFEIFFER (1998) um metamorphe Basalte mit MORB-Chemismus. Die teilweise jetzt als Granatpyriklasite vorliegen (BUES & ZULAUF 2000). Am Hohen Bogen folgt die morphologische Bogenstruktur der umbiegenden geologischen Grenze. Die NNW-streichende Westgrenze biegt in NE-Streichen der Südostgrenze um. Die steil nach Osten bis Nordosten bzw. Norden und Nordwesten einfallende Grenze zu den nach Westen bzw. Süden folgenden moldanubischen Gneisen und Glimmerschiefern befindet sich im unteren bis mittleren Hangabschnitt des Westanstiegs des Hohen Bogens, um 620 bis 650 m NN im Gebiet des Grenzweges sowie um 730 bis 740 m NN im Gebiet des Kagersteins. In der Grenzzone zwischen GAM und Moldanubikum s.str. sind am Westrand des Hohen Bogens und im Verlauf der Grenze bis nach Buchermühle/Rittsteig mehr oder weniger serpentinisierte Ultramafite (Harzburgite, Pyro-

xenite), eingeschuppt (WILLEKE & MASCH 1995). Westlich des Burgstalls über Ober-/Unterrappendorf bis Dieberg ist die NNW-streichende Grenze der GAM im Bereich der Böhmisches Pfahl-Störung bruchtektonisch überprägt. In dieser Zone treten mehrere Quarzgänge auf, die die Aktivität eines starken Fluidregimes in spät- bis nachvariscischer Zeit belegen (Perm-Trias).

Die (GAM) besteht aus den cadomisch metamorphen vulkanosedimentären Rahmengesteinen des Domažlice Kristallins, den kambrischen Metabasalten des Hohen-Bogens („Gabbroamphibolite“) und den oberdevonischen (?) Intrusivgesteinen des Neukirchen-Kdyně-Massivs. Die Nebengesteine dieser Intrusiva wurden zum Teil kontaktmetamorph umgewandelt. Ob ausgehend von dem oberdevonischen Intrusionsalter des Teufelsberg Doirits auch für die gabbroiden Intrusiva (Všeruby-Komplex und Neukirchen-Eschlkam-Intrusion) oberdevonisches Alter anzunehmen ist, muss noch geklärt werden.

Im Mittel- bis Unterdevon wurden die cadomischen Einheiten und kambrischen Magmatite amphibolitfaziell bis granulitfaziell überprägt und mylonitisiert. Im böhmischen Bereich des Neukirchen-Kdyně-Massivs erreichte diese Metamorphose nur maximal grünschieferfazielle Bedingungen. Für den Randbereich der GAM wurden maximale Metamorphosebedingungen von $T > 750\text{--}840\text{ }^{\circ}\text{C}$ und $P < 10\text{--}13\text{ kbar}$ ermittelt (BUES & ZULAUF 2000). Darüber hinaus sind die Randbereiche zum Moldanubikum s.str. noch von der jungvariscischen Niederdruckmetamorphose erfasst worden.

Diese polymetamorphe Entwicklung wird auch durch die radiometrischen Mineralalter aus dem Gebiet der GAM dokumentiert (KREUZER et al. 1988; MIETHIG 1993). K-Ar-Mineralalter von Muskoviten aus Paragneisen mit 321 bis 329 Ma und von Biotiten mit 318 bis 321 Ma sowie von Hornblenden mit 329 bis 334 Ma belegen die jungvariscische Überprägung. Hornblende-Alterswerte um 380 bis ca. 400 Ma datieren die mittel- bis unterdevonische Mitteldruckmetamorphose.

Der Intrusivkomplex des Neukirchen-Kdyně-Massivs besteht hauptsächlich aus basischen bis intermediären Plutoniten mit Gabbros, Olivin-Gabbros, Dioriten, Ferro-Dioriten, untergeordnet treten Gabbro-norite auf. Die basischen Plutonite dürften in ein mittleres bis tieferes Krustenstockwerk intrudiert sein. Im Randbereich der GAM existieren teilweise serpentinisierte Ultramafite (Harzburgite und Pyroxenite).

Das Domažlice-Kristallin setzt sich im bayerischen Bereich zusammen aus basischen Metavulkaniten und grauackonpelitischen Metasedimenten (Disthen- und Sillimanit-führende Muskovit-Biotit-Gneise). Die Metavulkanite (feinkörnige Amphibolite) haben einen alkalibasaltischen bis tholeiitischen Chemismus und ähneln rezenten Intraplattenbasalten oder E-MOR-Basalten (SCHÜSSLER et al. 1988). Die metavulkanischen, feinkörnigen Amphibolite des Gebietes um Warzenried, Stachesried und N Rittsteig zeigen einen tholeiitischen Chemismus und ähneln N-MOR-Basalten.

Die Plutonitvorkommen der GAM besitzen einen subalkalisch-tholeiitischen Chemismus und können drei Teilintrusionen zugeordnet werden:

- Všeruby-Komplex mit Ultramafiten, Gabbro-noriten und Gabbros,
- Neukirchen-Eschlkam-Intrusion mit mittelkörnigen Olivin-Gabbros, grobophitischen Gabbros und Metagabbros, die meist uralitisiert und saussuritisiert sind,
- Teufelsberg-Körper mit mittel- bis grobkörnigen Dioriten, Ferro-Dioriten und Metadioriten sowie Gabbros und Olivin-Gabbros.

Eine Sonderstellung nehmen die Amphibolite („Gabbroamphibolite“) des Dieberg-Blätterberg-Hohen Bogen-Vorkommens ein, da sie teilweise intensiv mylonitisiert wurden und chemisch relativ homogen sind (tholeiitischer Chemismus mit N-MORB-Charakteristik). PROPACH & PFEFFER (1998) interpretieren diese Amphibolite als Metabasalte.

In den Ultramafiten der Randzone der GAM konnte eine mehrphasige Überprägung nachgewiesen werden. In den Harzburgiten ist eine Hochtemperaturdeformation erhalten mit Olivinporphyroklasten und Mg-reichen Olivinrekristalliten (WILLEKE & MASCH 1995).

Im Randbereich der GAM fallen die Schieferungsflächen und die Lineationen steil in Richtung GAM ein (im W nach E und im SE nach NW). Schersinnindikatoren in den Gabbroamphiboliten belegen eine Aufschiebung der Hangendscholle nach SW. Die Anlage dieser duktilen amphibolitfaziellen Deformationsstrukturen erfolgte vermutlich während der mittel- bis unterdevonischen MP-Metamorphose (WEGER 1993). Die Heraushebung des MO relativ zum TB ist durch Dehnungstektonik in jungvariscischer Zeit verursacht (BUES & ZULAUF 1998).

2.3. Das Moldanubikum s. str. im Künischen Gebirge

Im Künischen Gebirge, im Bayerischen Anteil, dem Gebiet um Lam und Rittsteig, sind Glimmerschiefer und Quarzite verbreitet mit Einlagerungen von basischen und sauren Metavulkaniten, Marmor und Graphit-führenden Lagen. Diese Abfolgen grenzen im NW an die GAM. In Biotit-Glimmerschiefer aus einem Aufschluss bei der Anglmühle bei Rittsteig konnte REITZ (1992) silurische Sporen nachweisen und damit erstmals im Moldanubikum des Bayerischen Waldes altpaläozoische Sedimentanteile belegen. Zirkondatierungen ergaben für die sauren Metatuffe des Waldmünchner Raumes und für leukokrate Orthogneise der Lamer Gebietes unterordovizische magmatische Alter für die vulkanischen Eduktgesteine.

Im Randbereich zur GAM an der NE bis ENE-streichenden Zentralböhmischescherzone streichen die Glimmerschiefer NE-SW und fallen steil bis halbsteil nach NW bis NNW ein. Nach Südwesten bis Westen (schon bei Lam) schwenkt die Streichrichtung in die im Bayerischen Wald dominierende NW-SE-Richtung mit Einfallen nach NE um.

Die Glimmerschiefer bei Rittsteig bilden in der Metamorphose-Abfolge für den NE-Bayerischen Wald nach BLÜMEL (1995) die am schwächsten metamorphen Serien. Granat-Biotit-Muskovit-Schiefer bzw. Granat-Andalusit-Stauroolith-führende Schiefer zeigen Metamorphosebedingungen von ca. 460 °C bei 4 bis 4,5 kbar (KALT, pers. Mitt.) bzw. 550 bis 650 °C bei 4 bis 4,5 kbar (KALIWODA & KALT 2000). Glimmerschiefer im Bereich der Zentralböhmischescherzone liefern Stabilitätsbedingungen von 450 bis 500 °C und 7 bis 8 kbar (BABŮREK 1995). Möglicherweise liegt im Bereich der Zentralböhmischescherzone ein Schuppenbau vor, so dass hier Teplá-Barrandium- und Moldanubikum-Anteile miteinander verschuppt wurden.

In den westlich und südwestlich anschließenden Paragneisen dominiert eine Niederdruck-Hochtemperatur Metamorphose mit Cordierit-Kalifeldspat- bzw. Granat-Cordierit-Kalifeldspat-Paragenesen. Die Druck- und Temperaturbedingungen hierfür liegen im Bereich von etwa 4,4 bis 5,1 kbar und 770 bis 840 °C (KALT et al. 1999).

Teilweise können Aufschmelzungen der hochmetamorphen Gesteine beobachtet werden, die zur Bildung von Migmatiten, Anatexiten und Diatexiten führten.

Im Grenzbereich der GAM/Moldanubikum bei Unterrappendorf und Kalkofen sowie Enklarn existieren mehrere Vorkommen mit jungvariscischen, meist klein- bis mittelkörnigen Graniten. Ein Nordwest-streichendes Vorkommen mit Granodioriten bis Dioriten ist im Gebiet zwischen Unterzettling–Rimbach–Thenried anzutreffen. Die Bildung der Quarzgänge (z. B. Böhmischer Pfahl) und der Gangmineralisationen von Calcit und Fluorit wie sie bei Lam/Buchet vorkommen ist der spät – bis nachvariscischen Phase zuzuordnen (Perm–Trias).

3. Profil der Bohrung Rittsteig

3.1. Voruntersuchungen zur Bohrplatzfestlegung

Der Ansatzpunkt der Forschungsbohrung Rittsteig wurde aufgrund eingehender geologischer Detailkartierung des Grenzbereichs Teplá-Barrandium/Moldanubikum nördlich von Rittsteig gewählt. Der Neubau der Verbindungsstraße von Rittsteig zum Grenzübergang und damit verbundene Kanalbaumaßnahmen entlang der Straße lieferten ein erstes Profil durch den Grenzbereich dieser Einheiten.

Ausgehend vom nördlichen Ortsrand Rittsteig war folgendes Profil bis zur Böhm-Höhe aufgeschlossen:

- Biotit-Muskovit-Glimmerschiefer mit quarzitischen und metabasischen Einlagerungen, teilweise Graphit-führend, meist feinkörnig, steil nach NNW bis NW einfallend;
- Muskovit-Chlorit-Granat-Schiefer, phyllonitisch;
- Biotit-Plagioklas-Gneise, Muskovit-führend; dieses Gneisvorkommen ist nach der Kartierung identisch mit dem Disthen-Gneisvorkommen bei der Böhm-Höhe in der Manuskriptkarte Blatt Rittsteig (Gemeinschaftsarbeit Bayerischer Wald, Bibliothek Bayerisches Geologisches Landesamt, München), die der GAM zugerechnet werden;
- Amphibolit (z.T. Metagabbro), mittel- bis grobkörnig, Granat-führend, z.T. massig bis wenig geschiefert.

Im gesamten Profilabschnitt war steilstehende Lagerung der Schieferungsflächen mit überwiegend steilem Einfallen nach NNW bis NW anzutreffen.

Nach dem Kartierbefund und den Aufschlussaufnahmen wurde der Bohrpunkt auf der Böhm-Höhe festgelegt, östlich der Straße Ortschaft Rittsteig zum Grenzübergang Rittsteig. Der Bohransatzpunkt liegt innerhalb der Disthen-führenden Biotit-Plagioklas-Gneise.

3.2. Übersichtsprofil

Bohrverfahren: Bis 5,5 m Trockenkernen und ab 5,5 m Seilkernverfahren mit einem Kerngewinn >98 %

Die Endtiefe der Bohrung beträgt 583,8 m. Die Bohrung wurde als Vertikalbohrung angesetzt. Mit zunehmendem Bohrfortschritt nach der Tiefe kam es zur Abweichung

Bohrung Rittsteig

R: 45 78 060 H: 54 58 120 TK Rittsteig
 Ansatzpunkt: 705 m NN, Böhm - Höhe.

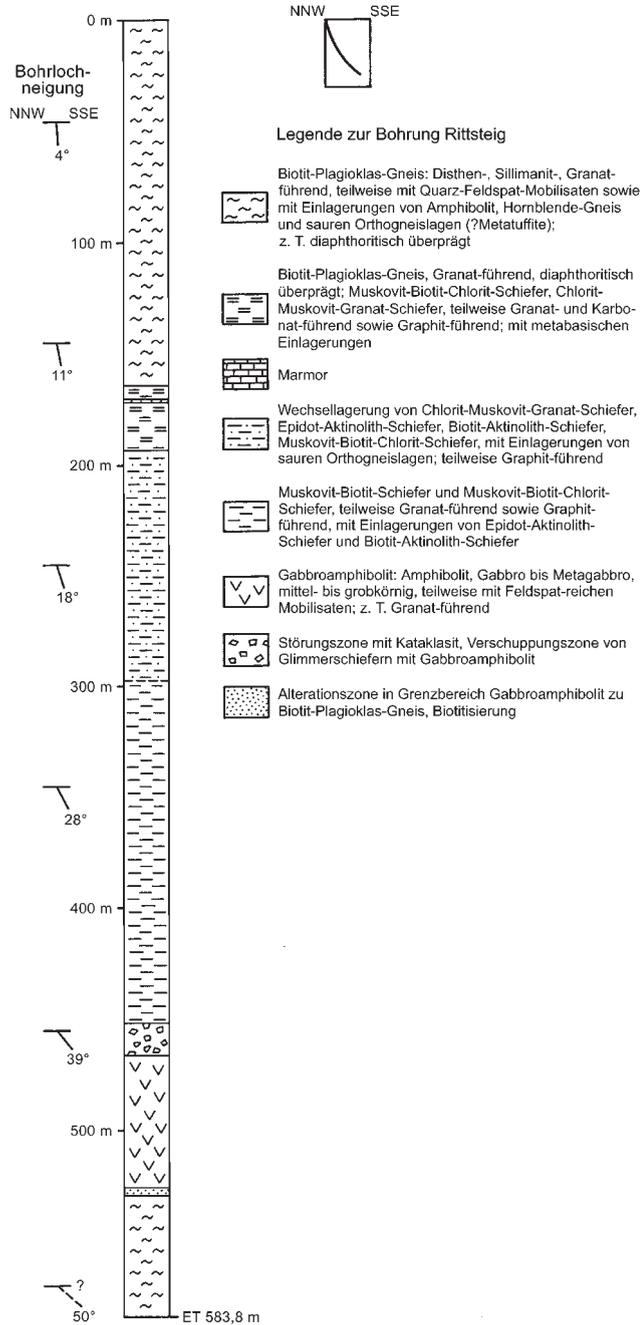


Abb. 3. Bohrprofil der Forschungsbohrung Rittsteig.

von der Vertikalen (Abb. 3). Im tiefsten gemessenen Abschnitt bei ca. 420 m beträgt die Abweichung von der Vertikalen 39° . Die Bohrlochneigung weicht nach SSE ab, d.h. die Bohrung hat sich gegen das Einfallen der Schieferungsflächen entwickelt.

Das Bohrprofil kann in 6 Abschnitte unterteilt werden.

Abschnitt 1: 1,2 m bis 164 m

Biotit-Plagioklas-Gneis, Disthen-, Sillimanit-, Granat-führend; teilweise mit Quarz-Feldspat-Mobilisaten sowie Einlagerungen von Amphibolit, Hornblende-Gneis und sauren Orthogneislagen (Metatuff?)

Abschnitt 2: 164 m bis 300 m

Wechsellagerung von Muskovit-Biotit-Schiefer, Muskovit-Chlorit-Granat-Schiefer, Epidot-Aktinolith-Schiefer, Biotit-Aktinolith-Schiefer, Muskovit-Biotit-Chlorit-Schiefer, mit Einlagerung von Marmor und sauren Orthogneislagen; teilweise Graphit-führend

Abschnitt 3: 300 m bis 453 m

Muskovit-Biotit-Schiefer, Muskovit-Biotit-Chlorit-Schiefer, teilweise Granat-führend sowie Graphit-führend

Abschnitt 4: 453 bis 466 m

Kataklastische Störungszone, Verschuppung von moldanubischen Glimmerschiefern mit Amphibolit der Randzone der GAM (Typ „Gabbroamphibolit“), Graphit-führend

Abschnitt 5: 466 m bis 527 m

Amphibolit (Typ „Gabbroamphibolit“), Metagabbro, mittel- bis grobkörnig, teilweise mit Feldspatreichen Mobilisaten

Abschnitt 6: 527 m bis 583,8 m

Biotit-Plagioklas-Gneis, Granat-führend, mit Einlagerungen von Hornblende-Gneis

3.3. Profilbeschreibung

Bei der Beschreibung werden folgende Abkürzungen der Mineralnamen verwendet:
Akt = Aktinolit, Bio = Biotit, Chl = Chlorit, Gra = Granat, Hbl = Hornblende, Mus = Muskovit,
Plg = Plagioklas, Qz = Quarz.

Der angegebene Einfallswinkel der Schieferung entspricht immer der gemessenen Abweichung von der Horizontalen am Kernstück (Einfallen Schieferung = ES).

Die Beschreibung und Auswertung der Gefügemerkmale erfolgt in ARTMANN et al. (2003)

Bis 1,2 m Auffüllung und umgelagerter Verwitterungsbereich

Abschnitt 1:

ab 1,2 m flaseriger bis lagiger Bio-Plg-Gneis, Einfallen Schieferung ca. 45°

15,7 bis 16,0 m Hornblende-Gneislagen

17,6 bis 18,0 m leukokrater Orthogneis

18,9 bis 19,2 m Hornblende-Gneislagen

19,2 bis 19,5 m leukokrater Orthogneis

20,0 bis 24,0 m mylonitischer Gneis

24,7 bis 24,9 m leukokrater Orthogneis

24,9 m Hornblende-Gneislagen

ab 24,9 m Bio-Plg-Gneis, Granat-führend, Disthen- und Sillimanit-führend, mit wenigen

Hornblende-Gneislagen-Einlagerungen

26,1 m; 56 bis 59 m; 66,3 m; 76 bis 78 m; 80,3; 90,1 und 130,2 m Amphibolit-Einlagerung

27,3 bis 27,5 m mylonitischer Amphibolit
 27,7 m kataklastische Störung

Abschnitt 2 und 3:

ab 164,1 m Mus-Bio-Schiefer
 164,1 bis 164,5 m z. T. viel Granat
 164,5 bis 167,0 m Wechsellagerung von Bio-reichen und Hbl-reichen Lagen
 167,0 bis 170,1 m Gra-Bio-Schiefer
 170,1 bis 171,2 m Marmor, weißgrau, gebändert
 171,1 bis 172,1 m Mus-Chl-Gra-Schiefer
 172,1 bis 192,8 m Mus-Bio-Schiefer bis Gneis, z.T. mit Plg-Blastese
 192,8 bis 193,6 m Bio-Akt-Schiefer (Metavulkanit)
 193,6 bis 196,0 m Mus-Chl-Gra-Schiefer
 196,0 bis 210,8 m Bio-Akt-Schiefer (Metavulkanit), teilweise Gra-führend, Wechsellagerung
 zwischen Biotit-reichen und Amphibol-reichen Lagen
 197,6 m zwei Generationen Qz-Mobilisate
 201,6 m Biotit-Schiefer alteriert mit Turmalin
 210,5 bis 212,9 m Mus-Chl-Gra-Schiefer

ab 212,9 hauptsächlich Bio-Mus-Schiefer, z.T. mit Chl
 212,9 bis 217,4 m Bio-Akt-Schiefer (Metavulkanit)
 217,4 bis 227,1 m Mus-Chl-Gra-Schiefer
 224,9 bis 225,1 m Bio-Akt-Schiefer
 227,1 bis 227,3 m Bio-Akt-Schiefer
 227,3 bis 227,9 m Mus-Bio-Chl-Schiefer
 227,9 bis 232,0 m Bio-Akt-Schiefer(Metavulkanit)
 232,0 bis 235,3 m Mus-Chl-Gra-Schiefer
 235,3 bis 237,0 m Bio-Akt-Schiefer (Metavulkanit)
 237,0 bis 244,3 m Mus-Chl-Gra-Schiefer
 244,3 bis 254,3 m Wechsellagerung Bio-Akt-Schiefer (Metavulkanit) mit Bio-Mus-Schiefer
 254,3 bis 259,4 m Bio-Mus-Schiefer
 258,2 m Graphit-führend
 259,4 bis 261,0 m Bio-Mus-Schiefer, Gra-führend, z.T. Mus-Chl-Gra
 261,0 bis 279,0 m Bio-Mus-Schiefer

ab 279,0: Wechsellagerung Bio-Mus-Schiefer mit Bio-Akt-Schiefer(Metavulkanit)
 (Wechsellagerung Plg-Amphibol-Lagen mit Biotit-reichen Lagen)
 290,2 m Granat-führend
 291,8 bis 292,1 m geflaserter Aktinolith-Schiefer
 bis 293,0 m Bio-Schiefer
 bis 293,9 m quarzitischer Bio-Schiefer
 294,0 m Bio-Schiefer bis mit diaphthoritischer Scherzone (Chl)
 bis 294,2 m Amphibol-führend
 bis 295,8 m Akt-Schiefer
 bis 296,8 m Bio-Akt-Schiefer
 bis 298,2 m z.T. kataklastischer Schiefer, Lagerung 30 bis 40°
 bis 302,6 m Bio-Schiefer teilweise mit viel Quarz und Chlorit
 bis 304,1 m Bio-Gra-Schiefer
 bis 306,5 m Kataklastischer Bio-Schiefer – Breccie bis 307,75 Bio-Schiefer
 bis 308,1 m Pegmatoid mit Chlorit

ab 308,1 m Bio-Mus-Schiefer, lagig bis flaserig
 313,1 bis 314,1 m kataklastisch mit Graphit
 322,0 bis 323,0 m teilweise stark kataklastisch
 330,8 bis 331,3 m teilweise stark kataklastisch
 333,6 bis 334,0 m Plg-reich, „metablastisch“



Abb. 4. Kataklastische Störungszone im Grenzbereich Glimmerschiefer zu Amphibolit (451 bis 468 m).

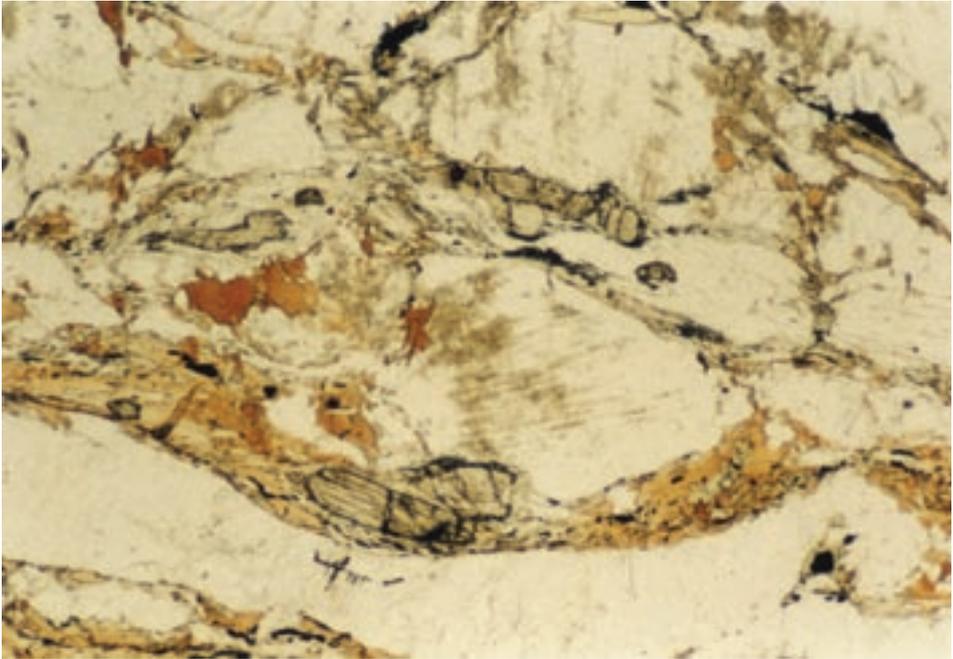


Abb. 5. Sillimanit- und Disthen-führender Biotit-Plagioklas-Gneis bei 119 m.

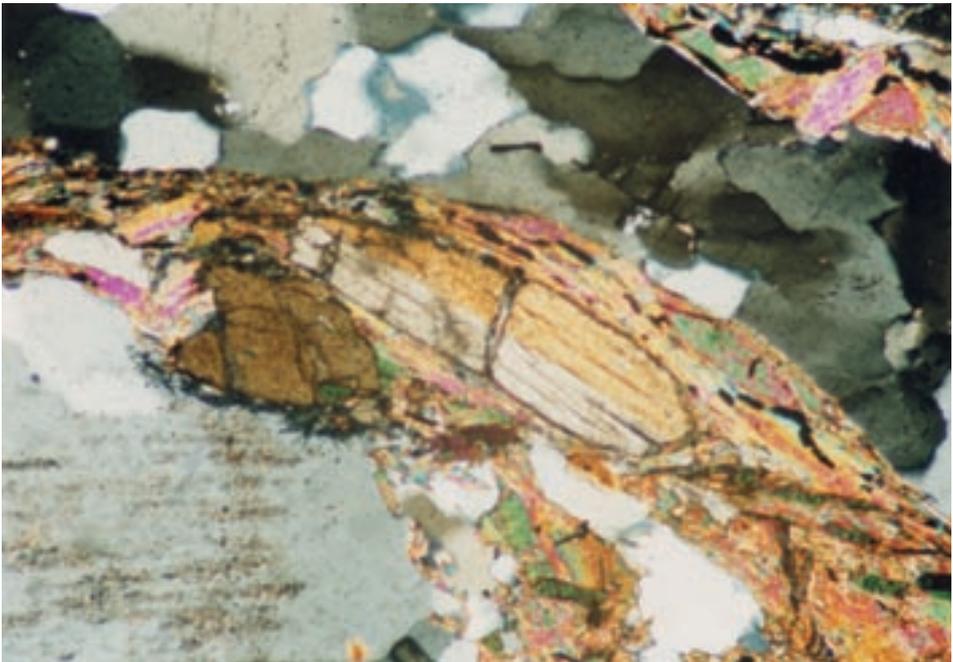


Abb. 6. Zerbrochener Disthen-Zwilling in alterierter Biotit-Lage, Ausschnittvergrößerung Abb. 5.

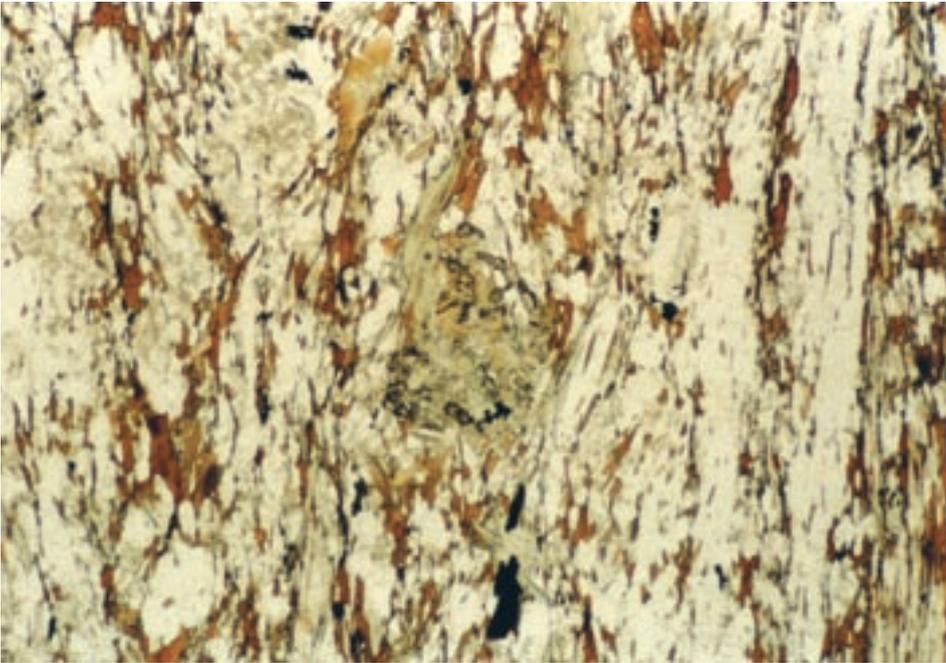


Abb. 7. Korrodierter Granat in flaserigem Paragneis bei 149 m.

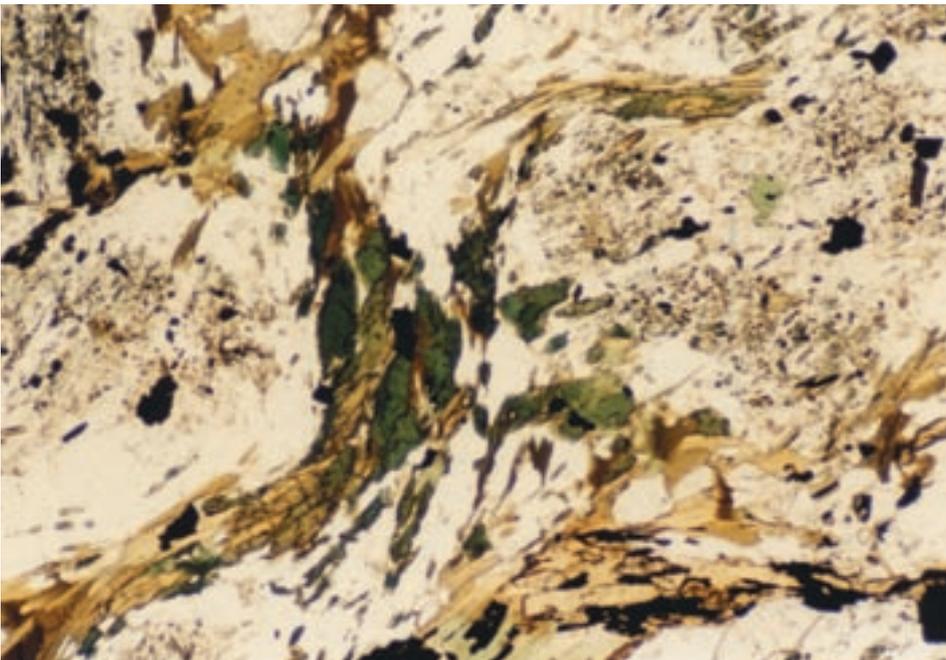


Abb. 8. Metavulkanit bei 231 m, Biotit-Aktinolith-Schiefer.

ab 334,0 m mehr Mus und Chl
 348,4 bis 348,7 m Akt-Bio-Schiefer
 348,7 bis 353,3 m z.T. kataklastisch mit Graphit
 350,9 m Graphit-Harnisch
 ES 15 bis 30°

ab 355,0 m Mus reicher und z.T. Graphit-führend
 353,4 bis 358,0 m z.T. kataklastisch

ab 357,5 m Mus-Bio-Schiefer bis Mus-Chl-Schiefer ab 372 Bio-reicher
 377,8 bis 378,1 m kataklastisch
 385,7 bis 386,0 m Graphit-führend
 389,5 bis 391,0 m kataklastischer Glimmerschiefer
 395,4 bis 395,9 m quarzitischer Glimmerschiefer
 396,4 bis 396,5 m Granat-führend
 399,4 bis 402,0 m z.T. kataklastisch

ab 402 m Bio-Mus-Schiefer, Chl-führend
 402,5 bis 403,2 m Bio-Plg-Schiefer, metablastisch
 403,7 m Kataklastesezone
 bis 407,5 m variierende Plg-Gehalte
 ES 30 bis 40°

411 bis 419 m Bio-Mus-Chl-Schiefer
 412,3 m Knickfalten

419 bis 427 m Bio-Mus-Chl-Schiefer, z.T. Qz-reich bei 426,5 Akt-führend
 ES z.T. 90°

427–435 Bio-Mus-Chl-Schiefer
 ES ca. 20 bis 45°, ab 430,2 m steiler (60 bis 70°)
 427,5 bis 428,0 m Gra-führend, kataklastisch
 433,6 bis 434,8 m Graphit-reich
 435 bis 451 m Bio-Chl-Schiefer, z.T. Aktinolith-führend
 437,0 bis 437,5 m ES um 90°, z.T. kataklastisch
 443 bis 445 m Akt-führend
 445 bis 450,8 m Bio-Schiefer, Graphit-führend
 450,8 bis 451,0 m Plg-reicher

ab 451 m Bio-Schiefer, mit Mus und Chl
 ab 542,3 m z.T. kataklastisch

Abschnitt 4:

Störungszone (Abb. 4), Graphit-führend
 ab 452,6 m kataklastisch mit Qz-Augen und Graphit
 ab 459 Kataklastit in Störung
 466 bis 467 m 5 bis 7 mm mächtige Pseudotachylitbänder
 bis 464,8 m kataklastischer Glimmerschiefer
 ab 464,8 m kataklastischer Amphibolit

Abschnitt 5:

Amphibolitbereich
 ab 466 m Amphibolit (Typ „Gabbroamphibolit“ – „Metagabbro“), mk bis gk, teilweise ungerichtet, z.T. kataklastisch, Granat-führend (z.B.: 478 bis 486 m, 488,2 m, 489,8 m, 494 bis 502 m, 504,2 bis 504,9 m)
 ab 523 m alteriert, Biotit-führend

526 bis 529 m Alterationszone mit starker Biotitisierung und Granat im Grenzbereich Amphibolit zu Paragneis, Granat-Biotitit, (= Intrusivkontakt Magmatit zu Paragneis)

Paragneise 0 - 164m Bohrung Rittsteig

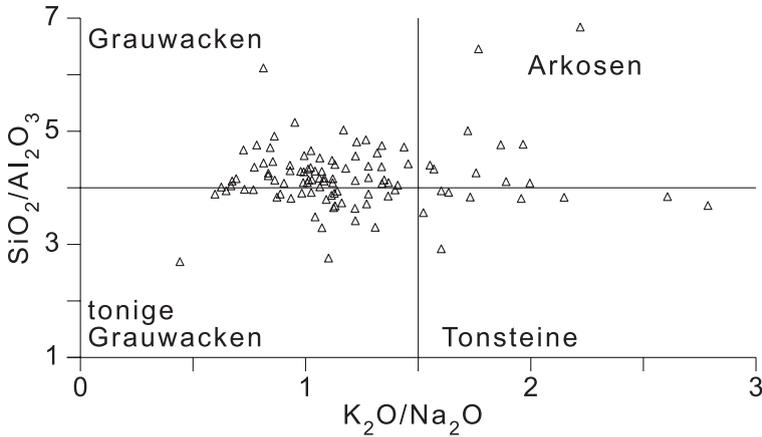


Abb. 9. Die Paragneise des Tiefenabschnitts 0 bis 164 m im Diagramm $K_2O/Na_2O - SiO_2/Al_2O_3$.

Glimmerschiefer 164 - 460m Bohrung Rittsteig

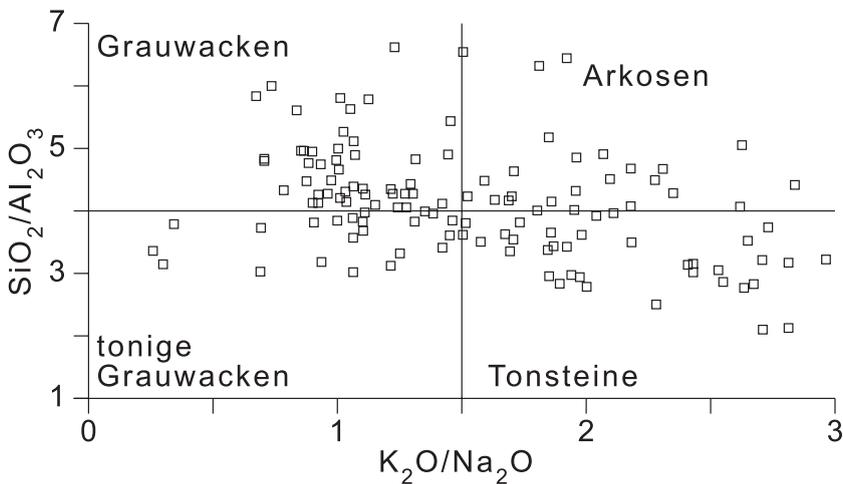


Abb. 10. Die Glimmerschiefer des Tiefenabschnitts 164 bis 460 im Diagramm $K_2O/Na_2O - SiO_2/Al_2O_3$.

Metavulkanite Bohrung Rittsteig

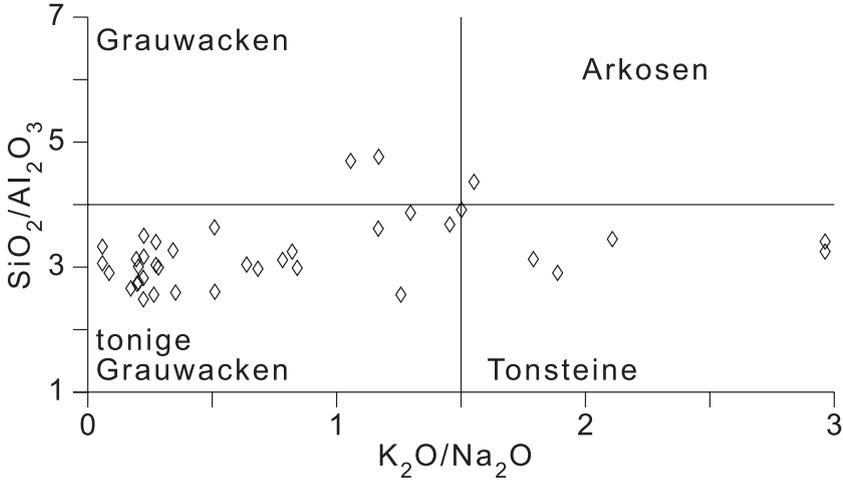


Abb. 11. Die Bio-Akt-Schiefer im Diagramm $K_2O/Na_2O - SiO_2/Al_2O_3$.

Muskovit-Chlorit-Granat-Schiefer Bohrung Rittsteig

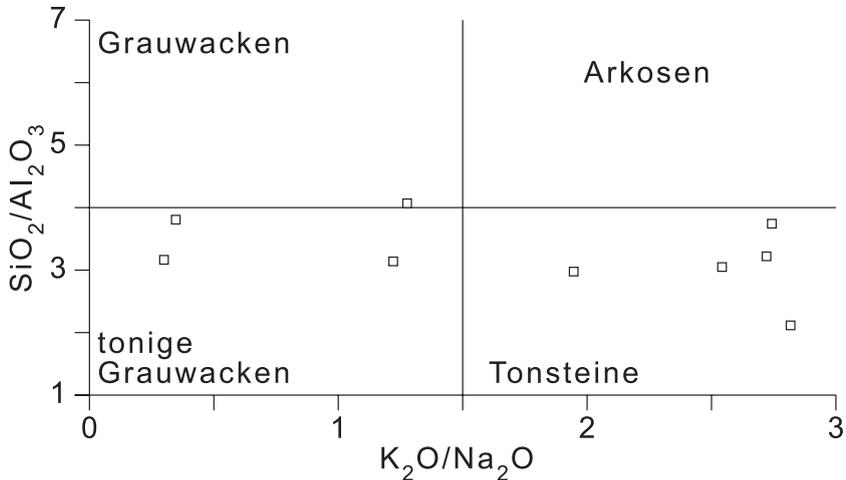


Abb. 12. Die Mus-Chl-Gra-Schiefer im Diagramm $K_2O/Na_2O - SiO_2/Al_2O_3$.

Paragneise 530 - 583m Bohrung Rittsteig

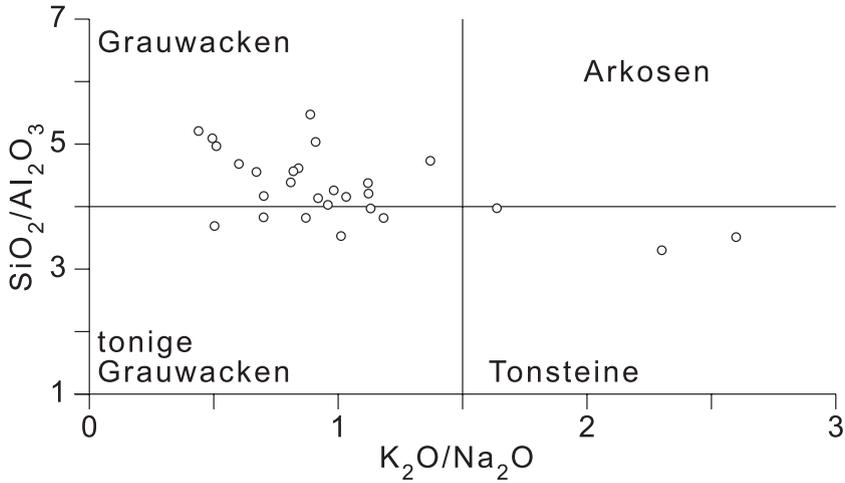


Abb. 13. Die Paragneise des Tiefenabschnitts 530 bis 583 m im Diagramm K₂O/Na₂O – SiO₂/Al₂O₃.

Hornblende - Gneise Bohrung Rittsteig

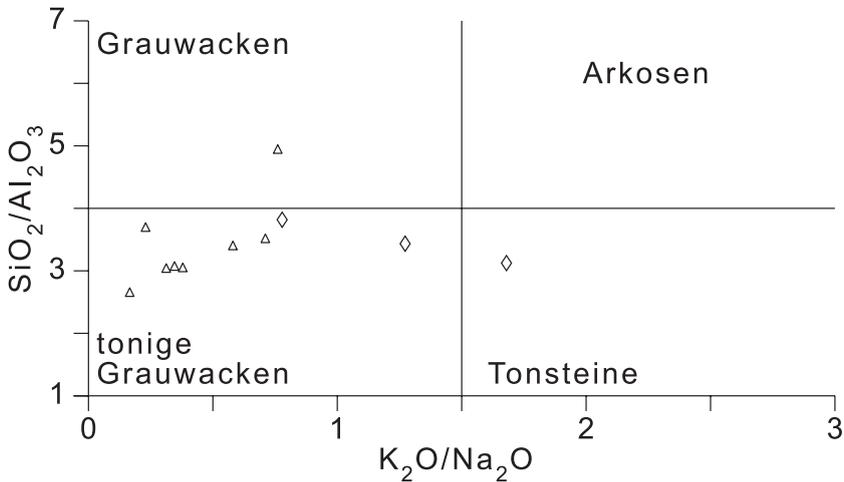


Abb. 14. Die Hornblende-Gneise im Diagramm K₂O/Na₂O – SiO₂/Al₂O₃.

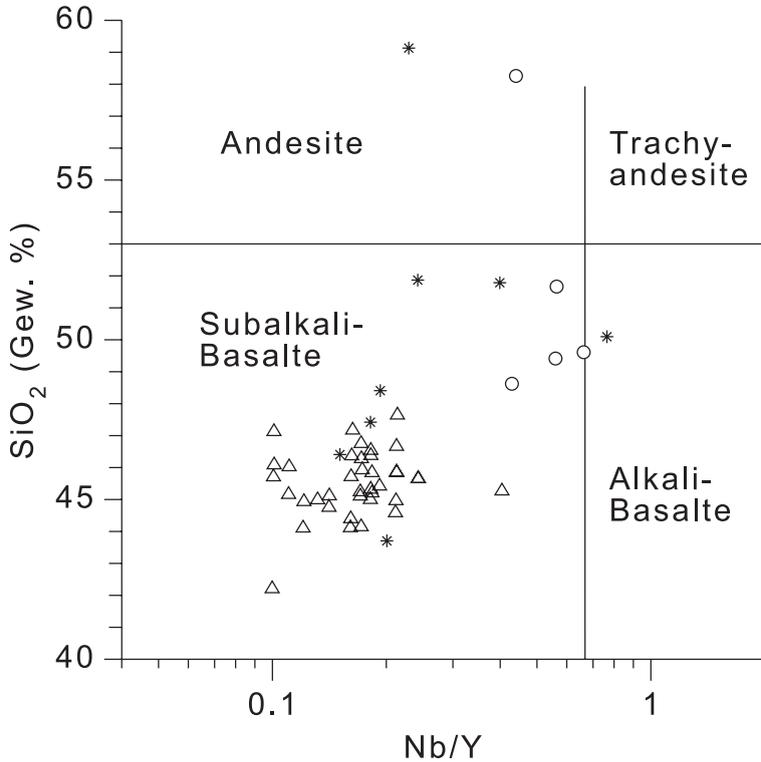


Abb. 15. Die Bio-Akt-Schiefer im Diagramm Nb/Y – SiO₂.

Abschnitt 6:

ab 527 m Bio-Hbl-Gra-Gneis

ab 529,2 m Bio-Plg-Gneis, meist kleinkörnig, Gra-führend, Hbl-Gneislagen

ab 567 m vermehrt Gra- und Hbl-führend, Hbl-Gneislagen

Endteufe 583,8 m

4. Geochemisches Profil

Das Bohrkernprofil der Bohrung Rittsteig wurde für geochemische Untersuchungen beprobt. Die Analysen wurden am Bayerischen Geologischen Landesamt, München, durchgeführt. Haupt-, Neben- und Spurenelemente wurde mittels RFA bestimmt. An ausgewählten Proben wurden von Dr. WITTENBECHER dankenswerterweise die Seltene-Erd-Elemente (SEE) durch ICP-MS analysiert.

In Beilage 1 und 2 ist die Elementverteilung über das gesamte Bohrprofil angegeben. Die Variation in den petrographischen Einheiten spiegelt sich in den spezifischen Elementverteilungen des geochemischen Bohrprofils wieder.

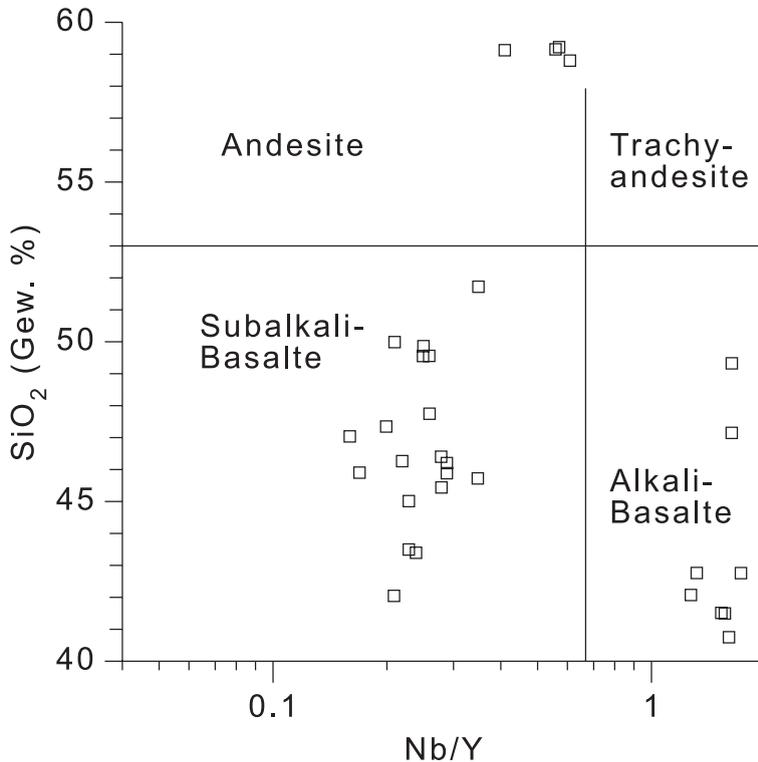


Abb. 16. Die Amphibolite im Diagramm Nb/Y – SiO₂.

Die Auswertung der chemischen Daten erfolgt über Standard-Diskriminationsdiagramme (Literatur dazu siehe ROHRMÜLLER 1993).

Die Gneis- und Schiefer-Einheiten des Bohrprofils (Abschnitte 1,2,3,6) werden im Diagramm $K_2O/Na_2O - SiO_2/Al_2O_3$ hinsichtlich ihres möglichen sedimentären Ausgangsgesteins überprüft (Abb. 9 bis 14). Die Paragneise des Tiefenabschnitts 0 bis 164 m und 530 bis 583 m zeigen eine große Streuung über die Felder Grauwacken, Arkosen, tonige Grauwacken und Tonsteine mit einem Schwerpunkt in den Feldern Grauwacken bis tonige Grauwacken. Die Glimmerschieferproben (Mus-Bio-Schiefer, Mus-Bio-Chl-Schiefer) sind noch gleichmäßiger über die vier Felder verteilt. Wobei neben der Häufung in den Grauwacken – und tonige Grauwacken-Feldern ein deutlichen Trend zu Tonsteinen vorliegt. Eine Unterscheidung in diesem Diagramm ist jedoch nicht möglich. Die Mus-Chl-Gra-Schiefer zeigen ebenfalls eine starke Streuung zwischen tonige Grauwacken und Tonsteine.

Die Hornblende-Gneise und Biotit-Aktinolith-Schiefer (Metavulkanite) sind nach dem Diagramm $K_2O/Na_2O - SiO_2/Al_2O_3$ im Edukt hauptsächlich als tonige Grauwacken anzusehen.

Die metabasischen Gesteine der Bohrung, Bio-Akt-Schiefer und Amphibolite, weisen im Diagramm Nb/Y – SiO₂ hauptsächlich einen subalkalibasaltischen Chemismus (Abb. 15 und 16).

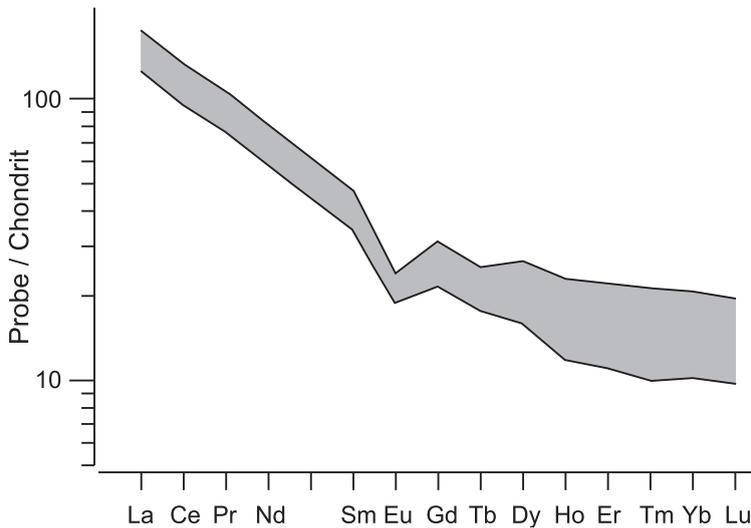


Abb. 17. Chondrit-normierte SEE-Verteilungsmuster der Gneise und Schiefer.

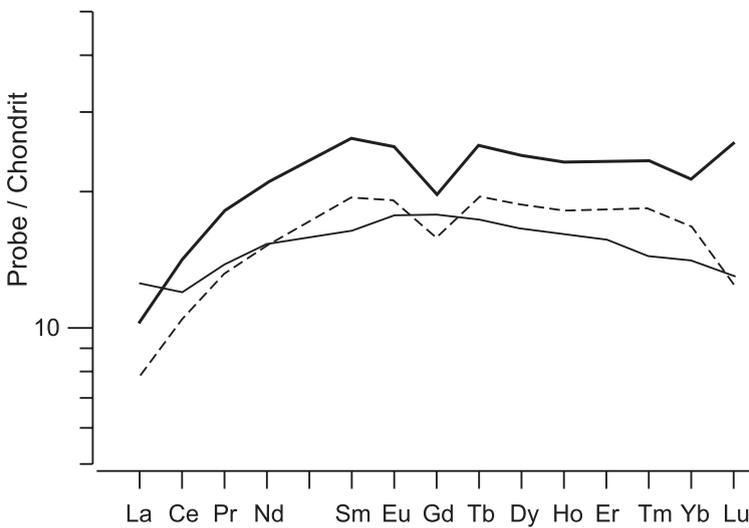


Abb. 18. Chondrit-normierte SEE-Verteilungsmuster der Amphibolite.

Die Chondrit-normierten SEE-Verteilungsmuster der Gneise und Schiefer zeigen eine für tonige Metasedimente typische Verteilung mit deutlicher Anreicherung der leichten SEE gegenüber den schweren SEE (Abb. 17)

Die Amphibolite ähneln im Chondrit-normierten SEE-Verteilungsmuster typischen N-MOR-Basalten (Abb. 18).

5. Diskussion des Profils und Einordnung in den regionalgeologischen Rahmen

Die Forschungsbohrung hat ein Profil im Grenzbereich Teplá-Barrandium/Moldanubikum im westlichsten Abschnitt der ENE-WSW-streichenden Zentralböhmischen Scherzone erbohrt. In dem Gebiet nördlich Rittsteig grenzen teplá-barrandische Metabasite und Disthen-Sillimanit-Gneise an moldanubische, teilweise Graphit-führende Glimmerschiefer mit metabasischen Einlagerungen. Die in diesem Bereich in der über 100 m breiten Scherzone an der Oberfläche kartierten Gesteinseinheiten wurden auch im Profil angetroffen. Die Foliation fällt über das gesamte Profil meist mit 60 bis 80° ein, in Korrelation mit den Oberflächenaufschlüssen ist ein NNW-Einfallen anzunehmen.

Die Bohrung setzt in Disthen- und Sillimanit-führenden Paragneisen an, die aufgrund der konventionellen Zuordnung in der Region (Mitteldruck-metamorph) als teplá-barrandisch anzusehen sind. In der Mineralparagenese vergleichbare Paragneise finden sich in der GAM mehrfach. Die Abgrenzung zu den moldanubischen Glimmerschiefern ist schwierig. Geochemisch und auch isotopengeochemisch (IHLENFELD & KÖHLER 2003) sind keine Unterschiede festzustellen. Die lithologische Abfolge im Tiefenabschnitt zwischen 164 und 453 m ist nach ihrer Zusammensetzung ein typischer Teil der moldanubischen Abfolge im Rittsteiger Gebiet („Bunte Gruppe“).

Ein aufschiebender Versatz im Bereich der vermutlich flach nach S einfallenden Kataklysezone zwischen 453 und 466 m, entlang der moldanubische Glimmerschiefer über teplá-barrandische Metabasite geschoben wurden (ARTMANN et al. 2002), ist für den nochmaligen Wechsel im Profil von moldanubischen zu teplá-barrandischen Gesteinseinheiten verantwortlich.

Die Alteration mit Biotitisierung im Grenzbereich Amphibolit/Metagabbro zu Paragneis (523 bis 529 m) ist als kontaktmetamorphe Umwandlung bei der Gabbrointrusion anzusehen.

IHLENFELD & KÖHLER (2002) konnten an Biotit-Aktinolith-Schiefern der Bohrung Rittsteig, die ein typischer Bestandteil der moldanubischen Gesteine in dieser Region sind, erstmals unterdevonische Rb-Sr-Biotitalter um 380 Ma nachweisen.

6. Literatur

- ARTMANN, E., BUES, C., SCHEUVENS, D. & ZULAUF G. (2003): Zur tektonometamorphen Entwicklung der Zentralböhmischen Scherzone zwischen Svatá Katerína und Rittsteig unter besonderer Berücksichtigung der Forschungsbohrung Rittsteig (Böhmische Masse). – *Geologica Bavarica*, **107**: 63–94, München.
- BABŮREK, J. (1995): High, medium and low pressure assemblages from the Czech part of the Kralovsky Hvozď Unid (KHU) in the Moldanubian Zone of the SW Bohemia. – *J. Czech Geol. Soc.*, **40**/1–2: 115–126, Prag.
- BLÜMEL, P. (1995): The Moldanubian Zone in Bavaria. – In: DALLMEYER, R.D., FRANKE, W. & WEBER, K. [Hrsg.]: *Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe*. – S. 462–464, Berlin (Springer).
- BUES, C.C. (1993): Mineralchemie und Geothermobarometrie der Intrusivgesteine der Gabbro-amphibolitmasse von Neukirchen b.Hl. Blut (Nordostbayern). – *Geologica Bavarica*, **98**: 119–52, München.

- BUES, C. (2002) : Cambrian and Devonian magmatism in the Neukirchen-Kydne Massif: constraints from U-Pb zircon ages. – *Erlanger Geol. Abh., Sonderbd.* **3**: 13–14, Erlangen.
- BUES C.C & TROLL, G. (1991): Geologie und Petrographie der Intrusiv- und Rahmengesteine der Gabbroamphibolitmasse von Neukirchen b.Hl. Blut (Nordostbayern). – *Geologica Bavarica*, **96**: 29–50, München.
- BUES C., BEHMANN, J., FRANKE, W., PAULI C., SEIBERT, J. & SEIBERT, J. & ZULAUF, G. (1998): Strukturentwicklung und Kinematik der Metabasite und Metapelite im Grenzbereich Teplá-Barrandium-Moldanubikum im Raum Hoher Bogen-Rittsteig (NE-Bayern). – *Z. dt. geol. Ges.*, **149/3**: 329–343, Stuttgart.
- BUES C. & ZULAUF, G. (2000): Microstructural evolution and geologic significance of garnet pyroclastics in the Hoher-Bogen stear zone (Bohemian Massif, Germany). – *Int. J. Earth Sci.*, **88**: 803–813, Berlin.
- DÖRR, W., ZULAUF, G., FIALA, J., SCHASTOK, J., SCHEUVENS, D., WULF, S., VEYNAR, Z., AHRENDT, H. & WEMMER, K. (1997): Dating of collapse related plutons along the West- and Central Bohemian shear zone (European Variscides). – *Terra Nostra*, **5**: 31–34, Köln.
- FISCHER, G. (1957): Über das Moldanubikum der Bayerischen Oberpfalz. – *Der Aufschluß, Sonderb.* **6**: 7–22, Heidelberg.
- GEBAUER, D. (1993): Geochronologische Übersicht. – In: BAUBERGER, W.: *Geologische Karte von Bayern 1:25.000 – Erläuterungen zum Blatt Nr. 6439 Tannesberg*, 104 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- GEBAUER, D., WILLIAMS, I.S., COMPSTON, W. & GRÜNENFELDER, M. (1989): The development of the Central European continental crust since the Early Archean based on conventional and ion-micro-probe dating of up to 3.84 b.y. old detrital zircons. – *Tectonophys.*, **157**: 81–96, Amsterdam.
- HORN, P., KÖHLER, H. & MÜLLER-SOHNUS, D. (1986): Rb-Sr-Isotopen Geochemie hydrothermaler Quarze des Bayerischen Pfahls und eines Fluß-Schwerspat-Ganges von Nabburg-Wölsendorf. – *Chem. Geol.*, **58**: 254–272, Amsterdam.
- IHLENFELD, C. & KÖHLER, H. (2003): Der Grenzbereich Moldanubikum-Bohemikum: Isotopen-geochemische Untersuchungen an Gesteinen und Mineralen der Forschungsbohrung Rittsteig (Nordostbayern). – *Geologica Bavarica*, **107**: 31–48, München.
- KALIWODA, M. & KALT, A. (2000): Metamorphic evolution of micaschists and gneisses of the northern Bayerische Wald and the Künische Gebirge (Bohemian Massif, Variscan belt). – *Beih. Eur. J. Mineral.*, **12**: 90, Stuttgart.
- KALT, A., BERGER, A. & BLÜMEL, P. (1999): Metamorphic evolution of cordierite-bearing migmatites from the Bayerische Wald (Variscan Belt, Germany). – *J. Petrol.*, **40**: 601–627, Oxford.
- KALT, A., CORFU, F., WIJBRANS, J.R. (2000): Time calibration of a P-T path from a Variscan high-temperature low-pressure metamorphic complex (Bayerische Wald, Germany), and the detection of inherited monazite. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **138**: 143–163, Berlin.
- KÖHLER, H., PROPACH, G. & TROLL, G. (1989): Exkursion zur Geologie, Petrographie und Geochronologie des NE-bayerischen Grundgebirges. – *Beih. Eur. J. Mineral.*, **1**: 1–84, Stuttgart.
- KÖHLER, H., MASCH, L., MIETHIG, T., PFEIFFER, PROPACH, G. & WEGER, M. (1993): Gabbroamphibolit-Masse von Neukirchen-Kydne und ihr Rahmen. – *Eur. J. Mineral. Beih.*, **2**: 35–80, Stuttgart.
- KOSSMAT, F. (1927): Gliederung des variszischen Gebirgsbaues. – *Abh. Sächs. Geol. L.-Amt*, **1**: 39 S., Leipzig.
- KREUZER, H., VEJNAR, Z., SCHÜSSLER, U., OKRUSCH, M. & SEIDEL S. (1988): K-Ar-dating in the Tepla-Domazlice Zone at the westernmargin of the Bohemian Massif. – *Proc. 1st Internat. Conf. on the Bohemian Massif, Prague, Czechoslovakia, Sept. 26–Oct. 3*, 168–175, Prag.

- KREUZER, H., SEIDEL, E., SCHÜSSLER, U., OKRUSCH, M., LENZ, K.L. & RASCHKA, H. (1989): K-Ar geochronology of different tectonic units at the northwestern margin of the Bohemian Massif. – *Tectonophys.*, **157**: 149–178, Amsterdam.
- MIELKE, H., ROHRMÜLLER, J. & GEBAUER, D. (1996): Ein metalateritisches Denudationsniveau als lithologisch und zeitlich korrelierbarer Bezugshorizont in Phylliten, Glimmerschiefern und Gneisen des ostbayerischen Grundgebirges. – *Geologica Bavarica*, **101**: 139–166, München.
- MIETHIG, A. (1993): Sr- und Nd-Isotopensystematik an den Gesteinen der Gabbroamphibolitmasse von Neukirchen bei Hl. Blut - Kdyme. -- Diss. Univ. München, 216 S., München.
- PFEIFFERT, T. & PROPACH, G. (1993): Zur Geochemie der Intrusiva. – In: KÖHLER, H., MASCH, L., MIETHIG, T., PFEIFFER, G. & WEGER, M. (1993): Gabbroamphibolit-Masse von Neukirchen-Kydne und ihr Rahmen. – *Beih. Eur. J. Mineral.*, **5**: 54–57, Stuttgart.
- PROPACH, G. & PFEIFFER, T. (1998): Ocean floor basalt, not continental gabbro: a reinterpretation of the Hoher Bogen amphibolites, Tepla-Barrandian, Bohemian massif. – *Geol. Rdsch.*, **87**: 303–313, Berlin.
- REITZ, E. (1992): Silurische Sporen aus einem Biotit-Glimmerschiefer bei Rittsteig, Nördlicher Bayerischer Wald. – *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, **6**: 351–358, Stuttgart.
- ROHRMÜLLER, J. (1993): Geochemische und mineralchemische Untersuchungen an Metabasiten des nordbayerischen Moldanubikums. – *Geologica Bavarica*, **98**: 21–96, München.
- ROHRMÜLLER, J., MIELKE, H. & GEBAUER, D. (1996): Gesteinsfolge des Grundgebirges nördlich der Donau und im Molasseuntergrund. – In: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500.000, S. 16–49, München (Bayer. Geol. L.Amt).
- ROHRMÜLLER, J., GEBAUER, D. & MIELKE, H. (2000): Die Altersstellung der ostbayerischen Grundgebirges. – *Geologica Bavarica*, **105**: 73–84, München.
- SCHÜSSLER, U., VEJNAR, Z., OKRUSCH, M., ROSE, S., & SEIDEL, E. (1988): Geochemistry of metabasites and gabbroic rocks from the Tepla-Domazlice Zone. – *Proc. 1st Internat. Conf. on the Bohemian Massif, Prague, Czechoslovakia, Sept. 26 – Oct. 3*, 247–256, Prag.
- SIEBEL, W. (1993): Der Leuchtenberger Granit und seine assoziierten magmatischen Gesteine: Zeitliche und stoffliche Entwicklungsprozesse im Verlauf der Entstehung des Nordoberpfalz-Plutons. – Diss. Univ. Heidelberg, 308 S., Heidelberg.
- SUESS, F.E. (1903): Bau und Bild der Böhmisches Masse. – In: DIENER, C., HOERNES, R., SUESS, F.E. & UHLIG, V. [Hrsg.]: *Bau und Bild Österreichs*. – 1110 S., Wien (Ternsky-Freytag).
- WEGER, M. (1993): Deformation und Metamorphose der GAM. – In: KÖHLER, H., MASCH, L., MIETHIG, T., PFEIFFER, G. & WEGER, M. (1993): Gabbroamphibolit-Masse von Neukirchen-Kydne und ihr Rahmen. – *Beih. Eur. J. Mineral.*, **5**: 61–70, Stuttgart.
- WILLEKE, T. & MASCH, L. (1995): Ultrabasite vom SE-Rand der Gabbro-Amphibolit Masse (GAM) – Metamorphose und Deformation. – In: *Geologische Untersuchungen im Umfeld der Kontinentalen Tiefbohrung, Workshop des DFG-Schwerpunktprogrammes KTB*, 16. und 17. 11. 1995, München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- ZULAUF, G. (1994): Ductile normal faulting along the West Bohemian Shear Zone (Moldanubian/Tepla-Barrandian boundary): evidence for late Variscan extensional collapse in the Variscan Internides. – *Geol. Rdsch.*, **83**: 276–292, Berlin.
- ZULAUF, G., DÖRR, W., FIALA, J. & VEJNAR, Z. (1997): Late Cadomian crustal tilting and Cambrian transtension in the Tepla-Barrandian unit (Bohemian Massif, Central European Variscides). – *Geol. Rdsch.*, **86**: 571–584, Berlin.

Der Grenzbereich Moldanubikum-Bohemikum: Isotopengeochemische Untersuchungen an Gesteinen und Mineralen der Forschungsbohrung Rittsteig (Nordostbayern)

Von CHRISTIAN IHLENFELD & HERMANN KÖHLER

Mit 7 Abbildungen und 4 Tabellen

Schlüsselworte: Isotopenchemie – Altersdatierung – Moldanubikum – Teplá-Barrandium – NE-Bayern

Kurzfassung: Die vorliegende Arbeit stellt einen Versuch dar, das Bohrprofil der Forschungsbohrung Rittsteig nach geochronologischen Gesichtspunkten zu gliedern. Zur Lösung dieser Frage wurden Rb-Sr- und Sm-Nd-Untersuchungen an zehn Gesamtgesteinsproben, zwei Granat- und zehn Glimmerpräparaten aus dem gesamten Teufenbereich durchgeführt. Aus der Kombination der Ergebnisse sollte – soweit möglich – ein Bild der geologischen Geschichte der bearbeiteten Gesteine abgeleitet werden.

Sieben der acht Metasedimentproben definieren unter der Annahme einer primär angelegten Inhomogenität der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse eine Rb-Sr-Isochrone mit einem Alter von 451 ± 86 Ma (2σ) und einem initialen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis von 0.7114 ± 35 (2σ). Der Alterswert deutet auf ein prävariscisches Ereignis hin und kann als Zeitpunkt der Sedimentation oder einer niedriggradigen Metamorphose interpretiert werden.

Die Nd-Modellalter der Metasedimente liegen, von einer Ausnahme abgesehen (1.1 Ga), zwischen 1.5 und 1.9 Ga und sind damit deutlich höher als das mittlere Nd-Modellalter von ZEV-Metasedimenten. Das Ausgangsmaterial der Metasedimente kann als Detritus aus mindestens zwei verschiedenen alten Liefergebieten aufgefasst werden. Das ältere hat eine minimale mittlere Krustenverweildauer von 1.9 Ga, das jüngere eine maximale mittlere Krustenverweildauer von 1.5 Ga. Eine systematische Änderung der Nd-Modellalter mit der Teufe ist nicht festzustellen.

Im $\epsilon_{\text{Nd}}-^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Diagramm (zurückgerechnet auf 380 Ma b.p., den ungefähren Zeitpunkt der variscischen Mitteldruckmetamorphose) belegen die Datenpunkte der Metasedimente, von einer Ausnahme abgesehen, einen relativ eng begrenzten Bereich, der im Feld der moldanubischen und saxothuringischen, jedoch deutlich außerhalb des Feldes der ZEV-Metasedimente liegt. Die Lage der Amphibolitproben rechts vom „mantle array“ lässt sich durch eine Abspaltung der Magmen von einem verarmten Mantelreservoir und eine postmagmatische Störung des Rb-Sr-Systems dieser Gesteine erklären.

Neben Glimmer-Abkühlaltern um 320 Ma sind frühvariscische Rb-Sr-Muskovit- und -Biotitalter um 380 Ma reliktsch in manchen Gesteinen erhalten und geben damit einen Hinweis auf die Wirksamkeit der devonischen Mitteldruckmetamorphose in Teilen des Moldanubikums. Im Anschluss daran folgte eine Überprägung der Gesteine durch die variscische Niederdruckmetamorphose, die eine meist vollständige Öffnung des Rb-Sr-Systems von Biotit und eine partielle Öffnung des Rb-Sr-Systems von Muskovit bewirkte. Die Sm-Nd-Granatalter sind deutlich jünger

Anschriften der Verfasser: Prof. Dr. HERMANN KÖHLER, Institut für Mineralogie, Petrologie und Geochemie der Ludwig-Maximilians-Universität München, Theresienstr. 41, D-80333 München; Dipl.-Geol. CHRISTIAN IHLENFELD, VIEPS Radiogenic Isotope Laboratory, Dept. of Earth Sciences, La Trobe University Melbourne, Bundoora, Vic. 3083, Australia, Phone: +61 (0)3 94 79 15 18, Fax: +61 (0)3 94 79 12 72.

als die devonische Mitteldruckmetamorphose. Die großen Unsicherheiten der Alterswerte und die Unklarheit bezüglich der Schließtemperatur des Sm-Nd-Systems in Granaten setzen einer genaueren Interpretation dieser Alter jedoch Grenzen. Eine systematische Änderung der Mineralalter mit der Teufe ist nicht festzustellen.

Alle analysierten Metasedimente zeigen in ihrer Nd- und Sr-Isotopie Ähnlichkeiten mit moldanubischen Metasedimenten, jedoch signifikante Unterschiede zu Metasedimenten der ZEV und können hinsichtlich ihrer Nd- und Sr-Isotopie einer Einheit zugeordnet werden. Eine Gliederung des Bohrprofils nach geochronologischen Gesichtspunkten ist somit nicht möglich. Die lithologische Unterteilung des Bohrprofils kann durch die geochronologischen Ergebnisse folglich nicht bestätigt werden. Statt dessen wird vorgeschlagen, dass mit Ausnahme der Gabbroamphibolite im unteren Abschnitt der Bohrung alle Gesteine dem Moldanubikum zuzuordnen sind.

The Teplá-Barrandian/Moldanubian boundary: Isotopic investigations on rocks and minerals from the Rittsteig drilling (NE-Bavaria, Germany)

Keywords: Moldanubian – Teplá-Barrandian – Rb-Sr, Sm-Nd, ages – isotope systematics – NE-Bavaria

Abstract: The present study was carried out to test whether the profile of the research drilling Rittsteig can be subdivided based on geochronological criteria. To this end, we present new Rb-Sr and Sm-Nd isotopic data from ten whole rock samples, two garnet and ten mica separates covering the entire profile. These results were to be used to unravel as far as possible the geological evolution of the studied rocks.

4 of the 7 metasediment whole rocks define a Rb-Sr isochron with an age of 451 ± 86 Ma and an initial amount of scatter is assumed to be of primary (geological) origin. The age suggests a pre-Variscan event and may be interpreted as the age of sediment deposition or low-grade metamorphism.

Nd model ages for the metasediments lie between 1.5 and 1.9 Ga (except for one sample at 1.1 Ga), which being therefore significantly older than the average Nd model age of ZEV metasediments. The protoliths for the metasediments may be composed of detritus derived from two distinct sources. The older source has a minimum crustal residence age of 1.9 Ga the younger source has a maximum crustal residence age of 1.5 Ga. No systematic change of Nd model ages with depth in the profile was observed.

In the $\epsilon_{\text{Nd}}-^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -diagram (at 380 Ma, the approximate time of the medium-pressure metamorphism) the data points for the metasediments plot (with one exception) within a relatively limited area within the range of common Moldanubian and Saxothuringian metasediments but well outside the range of ZEV metasediments. The position of the amphibolite samples to the right of the amphibolite mantle array can be explained by a postmagmatic disturbance of the Rb-Sr systems in these rocks.

While some rocks have mica cooling ages near 320 Ma, others preserve early-Variscan Rb-Sr muscovite and biotite ages near 380 Ma. The latter provide the first geochronological evidence for a Devonian metamorphic event in the Moldanubian. This event was followed by the Carboniferous low-pressure metamorphism which in most cases completely reset biotite Rb-Sr systems and partially reset muscovite Rb-Sr systems. The Sm-Nd garnet ages are clearly younger than the Devonian medium-pressure metamorphism. However, further interpretation of these ages is hampered by the large errors associated with these ages and by uncertainties regarding the Sm-Nd closure temperature in garnet. No systematic change of the mineral ages with depth can be detected.

All analysed metasediments show Nd-Sr isotope systematics similar to those of common Moldanubian metasediments but unlike those of metasediments in the ZEV, and can be grouped within a single unit based on Nd-Sr isotope characteristics. A subdivision of the drilling on geochronological criteria is therefore not possible. As a consequence, the lithological subdivision of the profile cannot be confirmed by geochronology. We propose instead that all rocks (except for the gabbro-amphibolites from the lower section of the profile) are part of the Moldanubian.

Inhalt

1. Der Geologische Rahmen der Forschungsbohrung Rittsteig	33
2. Geochronologie	35
3. Die Forschungsbohrung Rittsteig	35
4. Zielsetzung	37
5. Analytik	37
6. Ergebnisse und Diskussion	37
7. Synthese	46
8. Literatur	46

1. Der Geologische Rahmen der Forschungsbohrung Rittsteig

Die Bohrlokalität liegt im Westteil der Böhmisches Masse im Grenzbereich zwischen Bohemikum und Moldanubikum (Abb. 1). Im Umfeld der Forschungsbohrung repräsentieren die Intrusiva der Gabbroamphibolitmasse von Neukirchen b. Hl. Blut (GAM) sowie die Gesteine des Domažlice Kristallins das Bohemikum, die nach Westen und Süden angrenzenden Rahmengesteine der Gabbroamphibolitmasse das Moldanubikum.

Nach BLÜMEL (1986,1990) lässt sich der vorwiegend amphibolitfaziell überprägte Westteil der Böhmisches Masse in zwei metamorphe Großeinheiten, eine „Niederdruckeinheit“ und eine „Mitteldruckeinheit“ unterteilen. Die Münchberger Gneismasse, die Zone von Erbdorf-Vohenstrauß (ZEV) sowie der Westrand des Bohemikums (Zone von Teplá-Taus) werden von BLÜMEL (1986, 1990) zur Mitteldruckeinheit, das Moldanubikum und das Saxothuringikum zur Niederdruckeinheit gestellt.

Aufgrund geologischer, lithologischer und geochemischer Ähnlichkeiten sowie einer weitgehend parallel verlaufenden metamorphen Entwicklung wird der Westrand des Bohemikums als Äquivalent der Münchberger Gneismasse und der ZEV betrachtet. Diese drei Komplexe stellen nach Ansicht verschiedener Autoren (u.a. BEHR 1983; VOLLBRECHT et al. 1989; FRANKE 1990; OKRUSCH et al. 1990) Relikte eines ehemals zusammenhängenden, der Niederdruckeinheit aufliegenden Deckenkörpers dar. In neueren Arbeiten wird jedoch häufig eine Revision dieses Konzeptes gefordert (u.a. WEGER 1995; ZULAUF et al. 1995).

Die tektonische Position des Bohemikums wird durch zwei prominente Störungssysteme markiert, die im Bereich des Hohen Bogens ineinander übergehen. Im Westen bildet der NNW-SSE-verlaufende, steil nach E einfallende Böhmisches Pfahl, im Süden und Südosten die NE-SW-verlaufende, steil nach N bis NNW einfallende Zentralböhmisches Tiefenstörung die Grenze zwischen Bohemikum und Moldanubikum. In beiden Störungszonen lassen sich duktile und semiduktile bis spröde Deformationsakte unterscheiden.

Die Gabbroamphibolitmasse von Neukirchen b. Hl. Blut befindet sich nahe am Kreuzungspunkt der beiden Lineamente (Abb. 1) und bildet zusammen mit dem südwestböhmisches Kdyně-Massiv den größten basischen bis intermediären Intrusivkomplex der Böhmisches Masse. Das Neukirchen-Kdyně-Massiv formt das Südende der in der Tschechischen Republik gelegenen Zone von Teplá-Taus (ZTT) und präsentiert sich als eine NE-SW-verlaufende, komplizierte Abfolge verschiedener Teilintrusionen in die regionalmetamorphen Gesteine des Domažlice Kristallins.

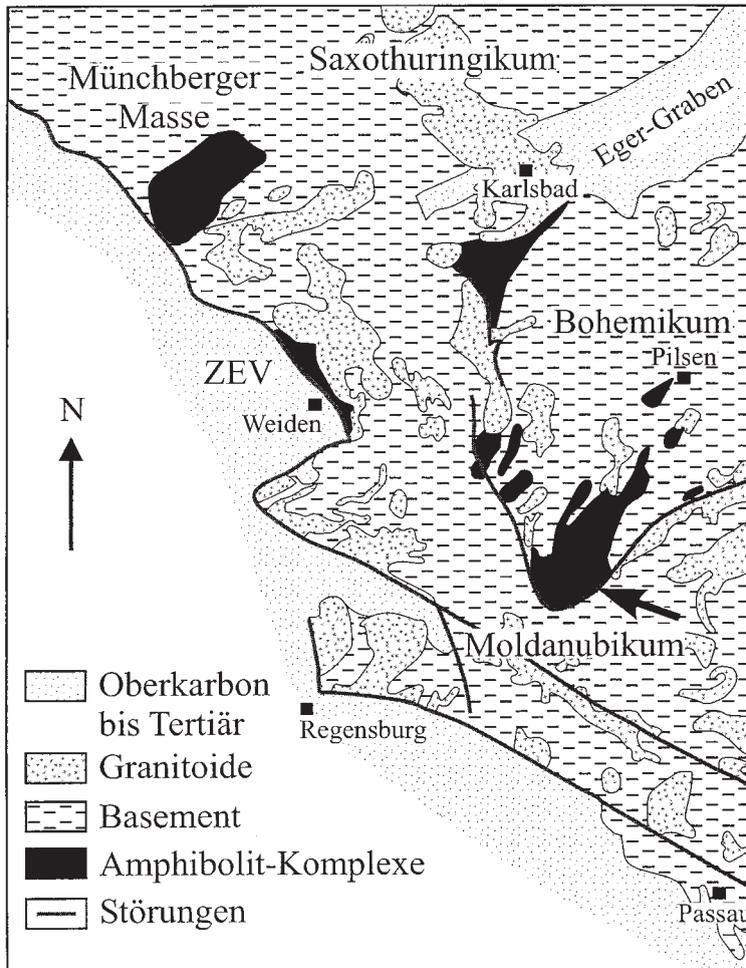


Abb. 1. Das geologische Umfeld der Forschungsbohrung Rittsteg. Die Lage der Bohrlokalität ist durch den schwarzen Pfeil markiert.

Das nach der böhmischen Ortschaft Domažlice (Taus) benannte Domažlice Kristallin stellt das höher metamorphe Äquivalent des nur niedriggradig metamorph überprägten Zentralböhmischen Oberproterozoikums dar (VEJNAR 1966, 1972, 1990). Der Metamorphosegrad steigt dabei in einer nur 10–5 km breiten Zone rasch von der Grünschieferfazies zur oberen Amphibolitfazies an. Wechsellagerungen ehemaliger pelitischer Sedimente, Grauwacken, Graphitschiefer, Tuffe und Spilite, die heute als Glimmerschiefer, Grünschiefer, Gneise und Amphibolite vorliegen, bauen das Domažlice Kristallin auf. Von Osten nach Westen lässt sich in diesen vulkanosedimentären Einheiten durch die Indexminerale Biotit, Granat, Hornblende, Staurolith und Disthen eine kontinuierliche Isogradenabfolge festlegen.

Die Gabbroamphibolitmasse von Neukirchen b. Hl. Blut wird im Westen, Süden und Südosten von moldanubischen Gneisen und Glimmerschiefern umrandet. Das Moldanubikum des Hinteren Bayerischen Waldes gehört nach BLÜMEL (1990) zum

„prämylonitischen“ Teil der Niederdruckeinheit und wird damit von dem südlich des Bayerischen Pfahls gelegenen Vorderen Bayerischen Wald unterschieden.

Im Raum Rittsteig-Mais reichen die Glimmerschiefer des Künischen Gebirges bis an den Südostrand der Gabbroamphibolitmasse und werden durch das Südwestende der Zentralböhmischen Tiefenstörung von dieser getrennt. Aufgrund des tektonischen Kontaktes ist keine thermometamorphe Überprägung durch die Intrusionen der gabbroiden Magmen zu beobachten. Lithologisch setzt sich die als „Rittsteiger Bunte Gruppe“ bezeichnete Abfolge aus graphitführenden Glimmerschiefern, Quarzitschiefern, Quarziten, einzelnen Prasiniten sowie Marmoreinschaltungen zusammen. Diese Zone, von FISCHER (1936) als das „Dach des Moldanubikums“ bezeichnet, bilden das tektonisch höchste, am wenigsten durch die Niederdruckmetamorphose erfasste Stockwerk des Moldanubikums (FISCHER & TROLL 1973).

2. Geochronologie

Die bisher an Gesteinen und Mineralen des bayerisch-böhmischen Grundgebirges durchgeführten isotopischen Altersbestimmungen machten wesentliche Unterschiede in der geologischen Entwicklungsgeschichte von Mitteldruckeinheit und Niederdruckeinheit deutlich. Für die vorliegende Arbeit sind dabei in erster Linie die folgenden geochronologischen Charakteristika von Bedeutung:

- Nd-Modellalter von moldanubischen Metasedimenten sind tendenziell höher als Nd-Modellalter von Metasedimenten aus dem Bereich der ZEV und des Bohemikums (LIEW & HOFMANN 1988; v. DRACH et al. 1996), was auf größere Anteile einer alten, archaischen bis frühproterozoischen Detrituskomponente hinweist.
- Mineralabkühlalter, die den retrograden Pfad der variscischen Metamorphose datieren, streuen im Bohemikum vornehmlich zwischen 400 und 370 Ma, im Moldanubikum zwischen 330 und 300 Ma (FISCHER et al. 1968; KREUZER et al. 1989). Frühdevonische Abkühlalter sind im Moldanubikum bislang nicht belegt.

3. Die Forschungsbohrung Rittsteig

Der Ansatzpunkt der Forschungsbohrung (Blatt 6744 Rittsteig; R:4576.06 / H:5458.12) befindet sich nördlich der Ortschaft Rittsteig (Regierungsbezirk Oberpfalz) unweit der deutsch-tschechischen Staatsgrenze (Abb 1). Die Endteufe der Bohrung betrug 584 m.

Ziel der vom Bayerischen Geologischen Landesamt unter Leitung von Herrn Dr. ROHRMÜLLER initiierten Bohrung war die Untersuchung des lithologischen und strukturellen Aufbaus des Grenzbereichs Bohemikum-Moldanubikum. Weitere Schwerpunkte sollten biostratigraphische, geochronologische und geochemische Untersuchungen zur Bestimmung der lithologischen und lithostratigraphischen Entwicklung der „Bunten Serie“ des Moldanubikums im Raum Rittsteig-Lam sein.

Das Bohrprofil (Abb. 2) kann nach lithologischen Kriterien in drei Abschnitte untergliedert werden (ROHRMÜLLER & WONIK 1995):

- Angesetzt wurde die Bohrung in Disthen-, Sillimanit- und Granat-führenden, teilweise diaphoritisch überprägten Biotit-Plagioklas-Gneisen, die aufgrund ihrer

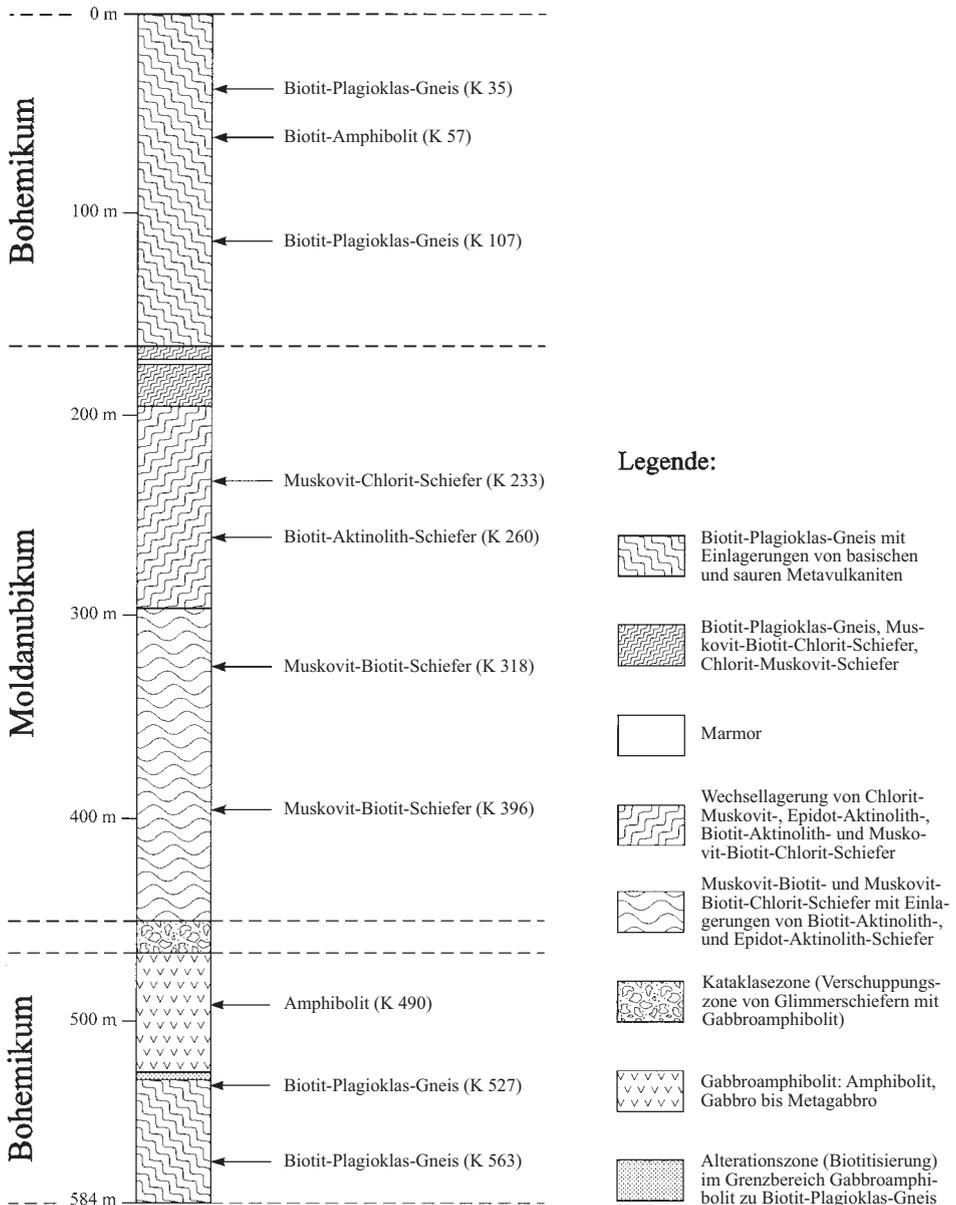


Abb. 2. Das Profil der Forschungsbohrung Rittsteig. Die Entnahmestellen der einzelnen Proben sind mit Pfeilen markiert.

Mineralparagenesen zusammen mit den zwischengeschalteten Amphibolit-, Hornblende-Gneis- und sauren Orthogneislagen dem Domažlice Kristallin zugeordnet werden.

- Ab ca. 164 m Teufe folgt eine vulkanosedimentäre Wechsellagerung, in der Epidot-Aktinolith-Schiefer, Biotit-Aktinolith-Schiefer, saure Orthogneise und basische

Einlagerungen die Metavulkanit-Anteile repräsentieren. Chlorit-Muskovit-Granat-Schiefer, Muskovit-Biotit-Chlorit-Schiefer (teilweise Graphit-führend), Granat-führende Biotit-Plagioklas-Gneise (z.T. diaphthorisch überprägt) sowie Marmoreinlagerungen stellen die Metasediment-Anteile dieser Abfolge dar. Die beschriebene Wechsellagerung gehört zusammen mit den anschließenden Muskovit-Biotit-Schiefern und Muskovit-Biotit-Chlorit-Schiefern dem Moldanubikum an.

- Diese moldanubischen Gesteine werden durch eine Kataklysezone zwischen 453 m und 466 m Teufe begrenzt.
- Darunter folgen mit mittel- bis grobkörnigen Gabbroamphiboliten und Biotit-Plagioklas-Gneisen erneut Gesteine, die dem Bohemikum zugeordnet werden.
- Die Zuordnung der bearbeiteten Proben zum Bohemikum bzw. Moldanubikum bezieht sich auf diese Gliederung des Bohrprofils.

4. Zielsetzung

Die vorliegende Arbeit stellt einen Versuch dar, das Bohrprofil der Forschungsbohrung Rittsteig (Abb. 2) nach geochronologischen Gesichtspunkten zu gliedern. Zur Lösung dieser Frage wurden Rb-Sr- und Sm-Nd-Untersuchungen an zehn Gesamtgesteinsproben, zehn Glimmer- und zwei Granatpräparaten aus dem gesamten Teufenbereich durchgeführt. Die Ergebnisse sollten mit der lithologischen Unterteilung des Bohrprofils und den bereits existierenden geochronologischen Daten aus dem bayerisch-böhmischen Grundgebirge (Kap. 2) verglichen werden.

Die wesentlichen Unterscheidungskriterien zwischen Gesteinen des Bohemikums und Moldanubikums waren Mineralabkühlalter und Nd-Modellalter.

Aus der Kombination der Ergebnisse sollte – soweit möglich – ein Bild der geologischen Geschichte der bearbeiteten Gesteine abgeleitet werden.

5. Analytik

Die Messungen der Sr-, Sm- und Nd-Isotopie wurden an einem Feststoffmassenspektrometer vom Typ Finnigan Mat 261 am Institut für Mineralogie, Petrologie und Geochemie der LMU München durchgeführt. Für die Rb-Messungen stand am Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie der LMU München ein Quadrupol-Massenfilter vom Typ THQ der Firma Finnigan Mat zur Verfügung.

Eine detaillierte Beschreibung der analytischen Methodik ist in HOLL et al. (1989) zu finden.

6. Ergebnisse und Diskussion

Sieben der acht analysierten Metasedimentproben definieren im Rb-Sr-Isochronendiagramm eine Regressionsgerade, deren Steigung einem Alter von 451 ± 86 (2σ) entspricht (Abb. 3). Das $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Initialverhältnis beträgt 0.7114 ± 35 (2σ). Da von primär angelegten Inhomogenitäten der initialen Isotopenverhältnisse ausgegangen werden muss (MSWD = 22.7), erfolgte die Berechnung des Isochronenalters mit dem

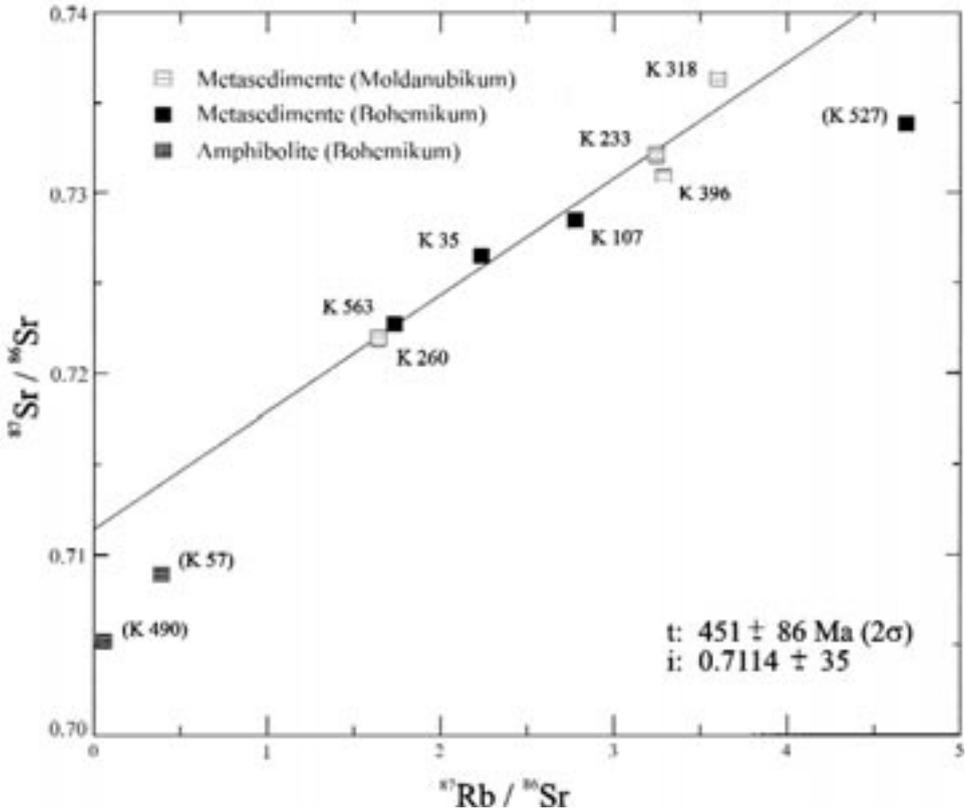


Abb. 3. Rb-Sr-Isochronendiagramm der bearbeiteten Gesamtgesteinsproben. Die eingeklammerten Datenpunkte wurden nicht in die Regressionsberechnung einbezogen.

„Model-3 Yorkfit“ (LUDWIG 1991). Die eingeklammerten Datenpunkte im Isochronendiagramm wurden nicht in die Regressionsberechnung einbezogen.

Obwohl sich der berechnete Alterswert innerhalb seiner Fehlergrenzen mit dem Altersbereich der variscischen Metamorphose überlappt, weist er möglicherweise auf ein prävariscisches Ereignis hin. Gemäß den in der Literatur (u.a. HOFMANN 1993; HÖLZL et al. 1994) diskutierten Mechanismen der Sr-Isotopenhomogenisierung bzw. -angleichung im Gesamtgesteinsmaßstab kommen dafür zwei geologische Ereignisse in Betracht:

- eine niedriggradige Metamorphose
- Sedimentation bzw. Diagenese

Beide Interpretationsmöglichkeiten stehen im Einklang mit Ergebnissen früherer Untersuchungen. Neben den im Moldanubikum des Vorderen und Hinteren Bayerischen Waldes belegten ordovizischen Metamorphosealtern (GEBAUER & GRÜNENFELDER 1973; GRAUERT et al. 1974; KÖHLER & MÜLLER-SOHNUS 1976, 1985) sind durch U-Pb-Datierungen (SHRIMP) von Zirkonen aus synsedimentären, mit einem metalateritischen Leithorizont assoziierten Metavulkaniten auch ordovizische Sedimentationsalter um 470 Ma in Teilen des Moldanubikums nachgewiesen (MIELKE et

al., 1996). Da der metalateritische Leithorizont mit seinen begleitenden Gesteinen auch in der Gegend um Rittsteig auftritt, lässt sich das von uns ermittelte Rb-Sr-Gesamteinsalter gut zu den von MIELKE et al. (1996) publizierten Altern einbinden.

Eindeutige Hinweise, dass die Regressionsgerade eine Mischungslinie zweier Komponenten mit unterschiedlichen Element- und Isotopenverhältnissen darstellen könnte, sind durch die Isotopie und den Chemismus der Gesteine nicht gegeben.

In jedem Fall lässt die lineare Korrelation der Datenpunkte im Rb-Sr-Isochronendiagramm den Schluss zu, dass alle um die Regressionsgerade streuenden Proben spätestens seit dem Zeitpunkt der Isotopenangleichung (niedriggradige Metamorphose oder Sedimentation) bzw. mechanischen Mischung (Sedimentation) eine gemeinsame geologische Entwicklung erfahren haben. Moldanubikum und Bohemikum stehen jedoch erst seit der variszischen Orogenese miteinander in unmittelbarem geologischem Kontakt (FRANKE 1990). Folglich liefern die von uns präsentierten Rb-Sr Daten ein starkes Argument dafür, dass jene Proben, welche die Regressionsgerade definieren, einer gemeinsamen geologischen Einheit, d.h. entweder dem Bohemikum oder dem Moldanubikum angehören.

Nd-Modellalter sind trotz aller Einschränkungen ihrer geochronologischen Aussagekraft ein hervorragendes Mittel, um Gesteine gleicher Lithologie, aber unterschiedlicher Herkunft und Geschichte, voneinander abzugrenzen und können daher zur Kartierung von Altersprovinzen in Grundgebirgseinheiten eingesetzt werden (u. a. MILISENDA et al. 1994). Nd-Modellalter stellen folglich auch im vorliegenden Fall ein erfolgversprechendes Kriterium zur Unterscheidung zwischen Gesteinen des Bohemikums und des Moldanubikums dar.

Da eine umfassende Datenbasis für Metasedimente des Domažlice Kristallins fehlt, müssen als Referenzwerte die Nd-Modellalter von ZEV-Metasedimenten herangezogen werden. Isotopengeochemische Untersuchungen an Gesteinen der KTB-Vorbohrung (v. DRACH et al. 1996) ergaben für 44 hornblendefreie Metasedimentproben ein mittleres Nd-Modellalter von 1165 ± 162 Ma (2σ).

Als Bezugswerte zur Bestimmung der Nd-Modellalter wurden in der vorliegenden Arbeit die von v. DRACH (1993) für den „depleted mantle“ angegebenen Modellparameter gewählt ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512993$; $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2112$). Die berechneten Nd-Modellalter sind somit direkt mit den vorliegenden Daten aus der ZEV (v. DRACH et al. 1996) vergleichbar.

Abbildung 4 zeigt die Variation der Nd-Modellalter der bearbeiteten Proben mit der Teufe. Der durch das mittlere Nd-Modellalter von ZEV-Metasedimenten gegebene Altersbereich (1165 ± 162 Ma) und die lithologische Unterteilung des Bohrprofils nach ROHRMÜLLER & WONIK (1995) sind zum Vergleich dargestellt. Aus dem Verteilungsmuster der Modellalter der analysierten Proben lassen sich folgende Aspekte ableiten:

- Es ist keine systematische Änderung der Modellalter mit der Teufe festzustellen. D.h. Nd-Modellalter von Proben, die dem Moldanubikum zugeordnet werden, sind nicht höher als die von Proben, welche dem Bohemikum zugeordnet werden.
- Die Modellalter der Metasedimentproben sind von einer Ausnahme (Probe K 260) abgesehen deutlich höher als das mittlere Nd-Modellalter von ZEV-Metasedimenten.
- Das Ausgangsmaterial der beprobten Metasedimente lässt sich als Detritus aus mindestens zwei verschiedenen alten Liefergebieten auffassen. Das ältere Liefer-

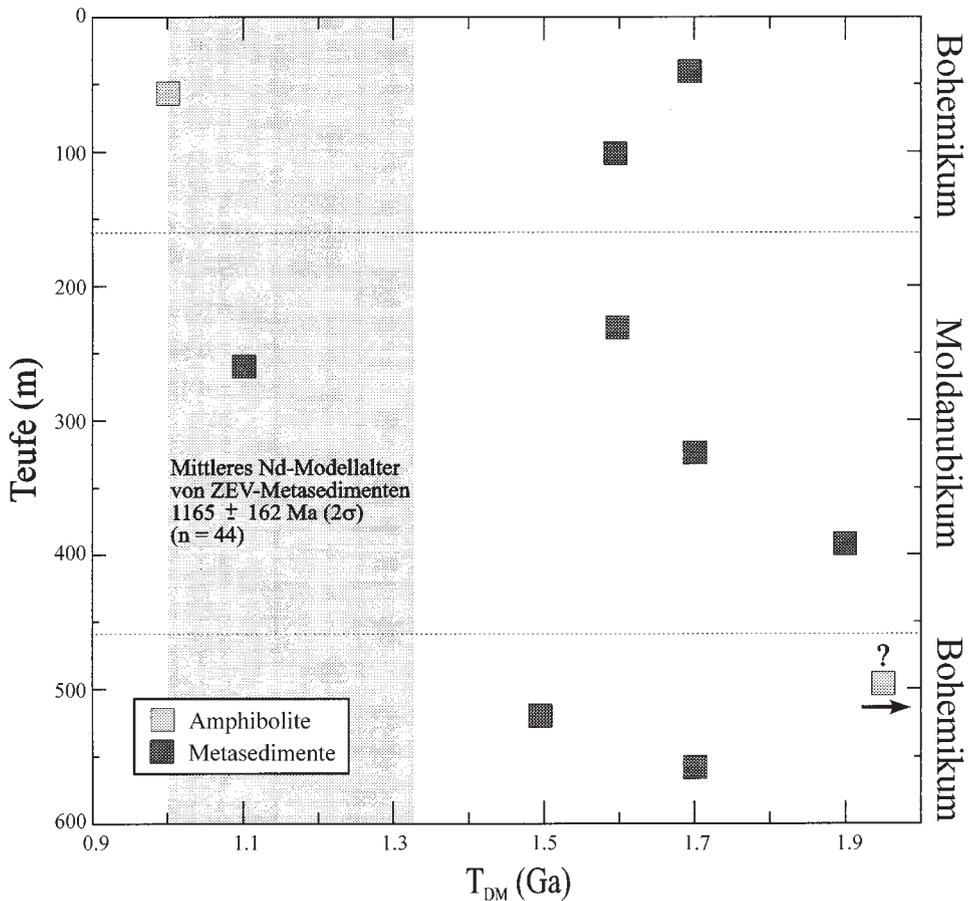


Abb. 4. Variation der Nd-Modellalter der untersuchten Gesamtgesteinsproben mit der Teufe. Der durch das mittlere Nd-Modellalter von ZEV-Metasedimenten gegebene Altersbereich und die lithologische Unterteilung des Bohrprofils nach ROHRMÜLLER & WONIK (1995) sind zum Vergleich dargestellt.

gebiet hat eine minimale mittlere Krustenverweildauer von 1.9 Ga (archaischer bis frühproterozoischer Kraton), das jüngere eine maximale mittlere Krustenverweildauer von 1.5 Ga.

- Das im Vergleich zu den anderen Metasedimentproben erheblich niedrigere Modellalter der Probe K 260 (1.1 Ga) deutet auf einen genetischen Unterschied hin und kann durch juvenile, vulkanogene Anteile in diesem Gestein erklärt werden. Das Ausgangsmaterial der Biotit-Aktinolith-Schiefer ist demnach als Wechselagerung detritischen und tuffogenen Materials aufzufassen. Die maximale Krustenverweildauer der juvenilen Mantelkomponente liegt bei 1.1 Ga.
- Die Biotit-Amphibolitprobe K 57 ist Teil einer metamorph überprägten vulkanosedimentären Abfolge. Das Nd-Modellalter von 1.0 Ga kann, eine realistische Wahl der Modellparameter vorausgesetzt, als (mittlere) Krustenverweildauer des vulkanischen Materials und folglich als maximales Sedimentationsalter der vulkanosedimentären Abfolge angesehen werden.

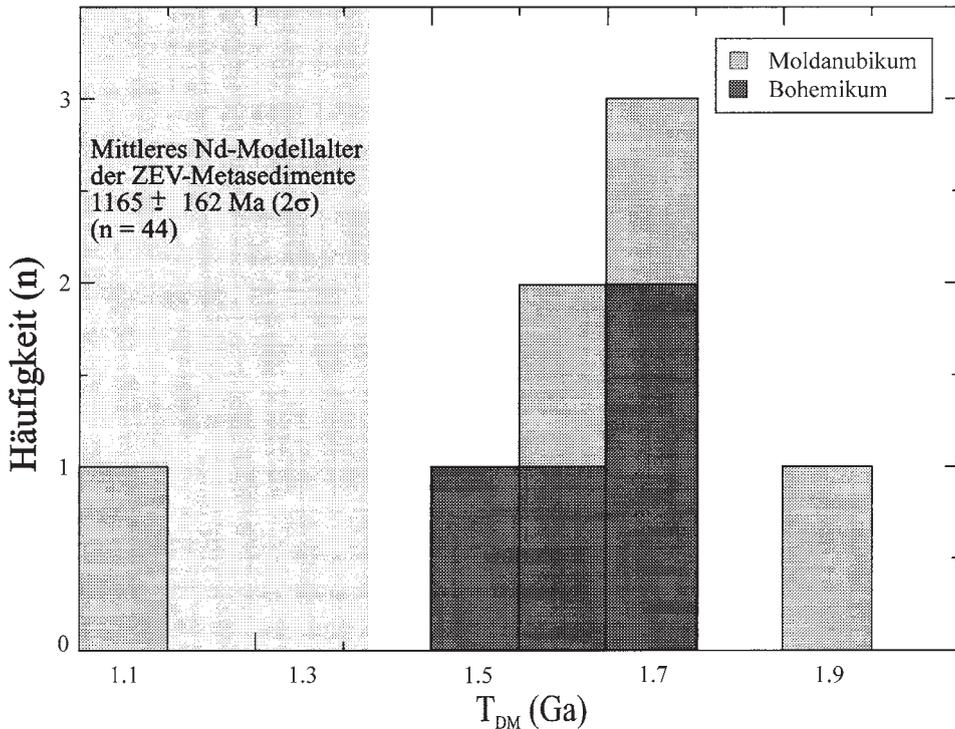


Abb. 5. Nd-Modellalterhäufigkeiten der bearbeiteten Metasedimentproben.

- Die Amphibolitprobe K 490 besitzt ein höheres $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ - und $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnis als das zugrundegelegte Mantelmodell. Dem Modellalter von 2.5 Ga dieser Probe ist daher keine Bedeutung beizumessen.

Die Modellalterhäufigkeiten der analysierten Metasedimente sind in Abbildung 5 in einem Histogramm dargestellt.

Die kombinierte Betrachtung der Nd- und Sr-Isotopie in einem Sr-Nd-Korrelationsdiagramm, zurückgerechnet auf den ungefähren Zeitpunkt der variscischen Mitteldruckmetamorphose vor 380 Ma, bestätigt weitgehend die bisher gezogenen Schlüsse (Abb. 6). Im Diagramm sind repräsentative Felder für Metasedimente des Moldanubikums und des Saxothuringikums (LIEW & HOFMANN 1988; SIEBEL et al. 1995) sowie der ZEV (v. DRACH et al. 1996) als Referenzwerte abgegrenzt. Bezüglich der Herkunft und Genese der untersuchten Proben lassen sich folgende Aussagen machen:

- Die Metasedimente belegen, von einer Ausnahme (Probe K 260) abgesehen, einen relativ eng begrenzten Bereich, der im Feld der moldanubischen und saxothuringischen Metasedimente, jedoch deutlich außerhalb des Feldes der ZEV-Metasedimente liegt.
- Die Probe K 260 hat gegenüber den restlichen Metasediment-Proben einen erhöhten ϵ_{Nd} -Wert, was auf Anteile einer juvenilen Mantelkomponente am Ausgangsmaterial dieses Gesteins hinweist.

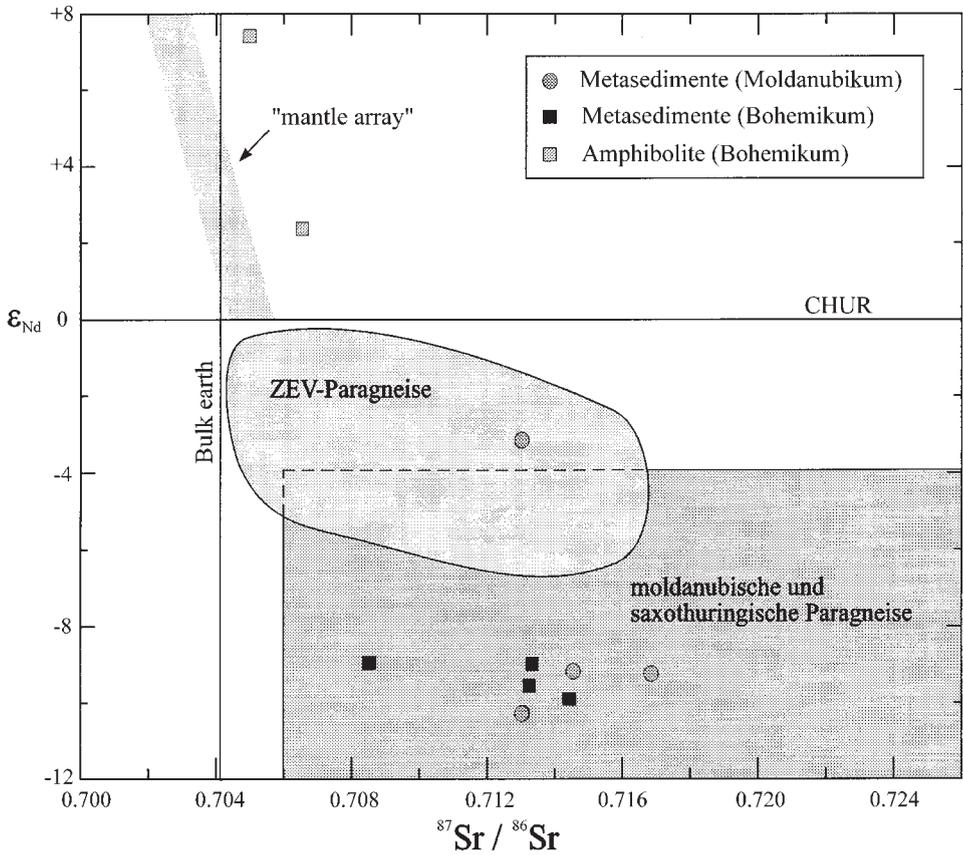


Abb. 6. Sr-Nd-Korrelationsdiagramm der untersuchten Gesamtgesteinsproben (zurückgerechnet auf 380 Ma). Repräsentative Felder für Metasedimente des Moldanubikums und des Saxothuringikums (LIEW & HOFMANN 1988; SIEBEL et al. 1995) sowie der ZEV (v. DRACH et al. 1996) sind zum Vergleich dargestellt.

Tabelle 1: Rb-Sr-Analyseergebnisse der Gesamtgesteine

Probe	Gestein	Rb [ppm]	Sr [ppm]	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma_m$ [%]
K 35	Bt-Pl-Gneis	119.2	155.1	2.237	0.726575	0.0015
K 57	Bt-Amphibolit	40.7	291.7	0.405	0.708755	0.0024
K 107	Bt-Pl-Gneis	111.2	115.4	2.806	0.728572	0.0072
K 233	Chl-Mu-Schiefer	155.3	139.0	3.255	0.732206	0.0022
K 260	Bt-Akt-Schiefer	105.3	186.1	1.646	0.721979	0.0023
K 318	Mu-Bt-Schiefer	126.9	102.8	3.600	0.736344	0.0027
K 396	Mu-Bt-Schiefer	143.7	127.0	3.296	0.730897	0.0030
K 490	Amphibolit	1.36	80.7	0.049	0.705235	0.0041
K 527	Bt-Pl-Gneis	181.1	112.5	4.689	0.733902	0.0035
K 563	Bt-Pl-Gneis	106.3	177.9	1.740	0.722726	0.0027

Abkürzungen: Bt = Biotit, Pl = Plagioklas, Mu = Muskovit, Chl = Chlorit, Akt = Aktinolith
 Reproduzierbarkeiten: Rb-Konz. $\pm 3.0\%$, Sr-Konz. $\pm 1.5\%$, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis $\pm 2.5\%$,
 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis $\pm 0.003\%$

- Hinweise darauf, dass die untersuchten Metasedimente Mischungen zweier Komponenten mit unterschiedlichen Element- und Isotopenverhältnissen darstellen, sind nicht vorhanden.

Tabelle 2: Sm-Nd-Analyseergebnisse der Gesamtgesteine

Probe	Gestein	Sm [ppm]	Nd [ppm]	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma_m$ [%]	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	T_{DM}^* [Ga]
K 35	Bt-Pl-Gneis	6.41	33.45	0.1154	0.511929	0.0017	-13.87	1.7
K 57	Bt-Amphibolit	3.62	13.36	0.1633	0.512677	0.0039	0.68	1.0
K 107	Bt-Pl-Gneis	6.25	31.98	0.1176	0.511982	0.0029	-12.85	1.6
K 233	Chl-Mu-Schiefer	8.20	44.28	0.1114	0.511956	0.0032	-13.37	1.6
K 260	Bt-Akt-Schiefer	8.19	42.65	0.1155	0.512276	0.0016	-7.11	1.1
K 318	Mu-Bt-Schiefer	6.19	31.93	0.1167	0.511968	0.0020	-13.13	1.7
K 396	Mu-Bt-Schiefer	7.19	34.78	0.1244	0.511933	0.0010	-13.79	1.9
K 490	Amphibolit	4.48	12.53	0.2157	0.513067	0.0014	8.34	2.5
K 527	Bt-Pl-Gneis	9.13	50.01	0.1099	0.511964	0.0015	-13.20	1.5
K 563	Bt-Pl-Gneis	6.19	32.06	0.1162	0.511949	0.0013	-13.53	1.7

Abkürzungen: Bt=Biotit, Pl=Plagioklas, Mu=Muskovit, Chl=Chlorit, Akt=Aktinolith

Reproduzierbarkeiten: Sm-Konz. $\pm 1.0\%$, Nd-Konz. $\pm 1.0\%$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnis $\pm 0.1\%$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnis $\pm 0.003\%$

Nd-Isotopenverhältnisse sind normiert auf $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$

* Mantelparameter nach v. DRACH (1993): $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512993$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.2112$

- Die Datenpunkte der beiden Amphibolitproben sind vom „mantle array“ in Richtung höherer $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Werte verschoben. Diese Anordnung lässt sich durch eine Abspaltung der Magmen von einem verarmten Mantelreservoir und eine postmagmatische Störung des Rb-Sr-Systems der beiden Gesteine erklären. Eine mögliche Störung des Systems könnte die Alteration der Gesteine durch eine fluide Phase mit einem hohen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis (z.B. Meerwasser) sein.

In Abbildung 7 sind die berechneten Mineral-Gesamtgesteins-Alter mit den zugehörigen 95%-Vertrauensintervallen gegen die Teufe aufgetragen. Die mit M_{MP} bzw. M_{NP} bezeichneten Felder markieren die durch frühere geochronologische Untersuchungen definierten Altersbereiche der variscischen Mitteldruck- bzw. Niederdruckmetamorphose. Ausgehend von der dargestellten Verteilung der Mineralalter lassen sich folgende Aussagen machen:

- Die Rb-Sr-Biotitalter liegen, von einer Ausnahme (Probe K 260) abgesehen, bei 320 Ma im Altersbereich der karbonischen Niederdruckmetamorphose (M_{NP}) und sind innerhalb ihrer Fehlergrenzen identisch.
- Das Rb-Sr-Biotitalter des Biotit-Aktinolith-Schiefers (Probe K 260) liegt bei ~ 380 Ma im Altersbereich der devonischen Mitteldruckmetamorphose (M_{MP}).
- Die Rb-Sr-Muskovitalter zeigen im Vergleich zu den Rb-Sr-Biotitaltern eine größere Variationsbreite und eine Tendenz zu höheren Alterswerten.
- Die Sm-Nd-Granatalter sind eindeutig jünger als die devonische Mitteldruckmetamorphose.
- Eine systematische Änderung der Mineralalter mit der Teufe (d.h. Mineralalter um 380 Ma in den Abschnitten, die dem Bohemikum zugeordnet werden, und Mineralalter um 320 Ma in den Abschnitten, die dem Moldanubikum zugeordnet werden) ist nicht zu beobachten.

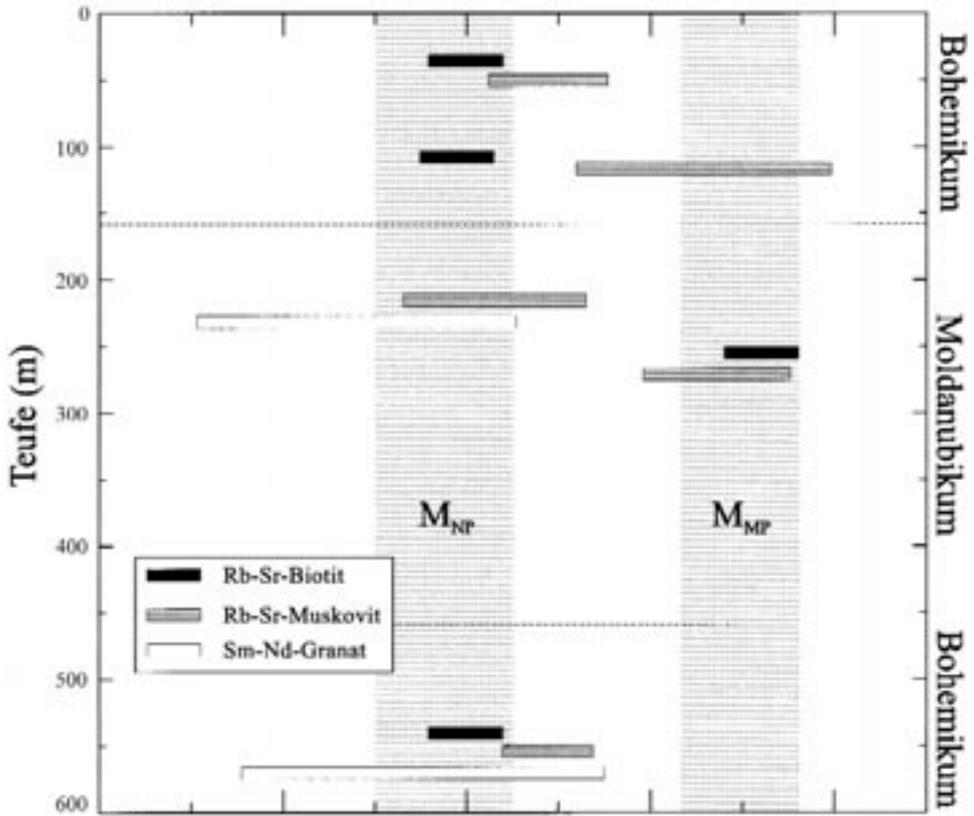


Abb. 7. Variation der berechneten Mineralalter mit der Teufe (die Fehlerbalken entsprechen 95%-Vertauensintervallen). Die mit M_{MP} bzw. M_{NP} bezeichneten Felder markieren die Altersbereiche der variscischen Mitteldruck- bzw. Niederdruckmetamorphose. Die lithologische Unterteilung des Bohrprofils nach ROHRMÜLLER & WONIK (1995) ist zum Vergleich dargestellt.

Tabelle 3: Rb-Sr-Analyseergebnisse der Glimmer

Probe	Mineral	Rb [ppm]	Sr [ppm]	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	± 2s _m [%]	Min/WR-Alter* [Ma]
K 35	Biotit	426.0	5.44	252.1	1.865724	0.0345	320 ± 8
K 35	Muskovit	183.0	81.1	6.557	0.747346	0.0028	338 ± 13
K 107	Biotit	355.1	3.39	349.7	2.298306	0.0165	318 ± 8
K 107	Muskovit	143.2	90.7	4.581	0.737979	0.0030	372 ± 28
K 233	Chlorit	5.02	3.81	3.823	0.735303	0.0077	383 ± 83
K 233	Muskovit	342.3	173.4	5.733	0.743743	0.0088	327 ± 21
K 260	Biotit	421.0	10.6	122.6	1.383261	0.0049	384 ± 10
K 260	Muskovit	225.4	165.0	3.963	0.734317	0.0021	374 ± 17
K 563	Biotit	419.3	3.97	353.8	2.334741	0.0079	322 ± 8
K 563	Muskovit	199.4	60.6	9.571	0.760445	0.0027	338 ± 10

Abkürzungen: Min=Mineral, WR=Gesamtgestein

Reproduzierbarkeiten: Rb-Konz. ± 3.0 %, Sr-Konz. ± 1.5 %, ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr-Verhältnis ± 2.5 %, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnis ± 0.003 %

* Die Fehlerangaben der Min/WR-Alter sind 95 % Vertrauensintervalle

Tabelle 4: Sm-Nd-Analyseergebnisse der Granate

Probe	Mineral	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm \sigma_{2m}$	Gt/WR-Alter*
		[ppm]	[ppm]			[%]	[Ma]
K 233	Granat	2.80	8.37	0.2010	0.512129	0.0032	295 ± 36
K 563	Granat	1.52	4.66	0.1967	0.512113	0.0026	311 ± 40

Abkürzungen: Gt=Granat, WR=Gesamtgestein

Reproduzierbarkeiten: Sm-Konz. ± 1.0 %, Nd-Konz. ± 1.0 %, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnis ± 0.1 %, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ± 0.003 %

Nd-Isotopenverhältnisse sind normiert auf $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$

* Die Fehler der Gt/WR-Alter sind 95 %-Vertrauensintervalle

Diese Ergebnisse werden folgendermaßen interpretiert:

- Alle beprobten Gesteine wurden von der devonischen Mitteldruckmetamorphose erfasst. Während der postmetamorphen Abkühlung wurden um 380 Ma zumindest in manchen Bereichen die Schließtemperaturen von Muskovit und Biotit für das Rb-Sr-System unterschritten.
- Im Anschluss daran folgte eine Überprägung der Gesteine durch die karbonische Niederdruckmetamorphose, die eine meist vollständige Öffnung des Rb-Sr-Systems von Biotit und eine partielle Öffnung des Rb-Sr-Systems von Muskovit bewirkte.
- Im Moldanubikum existieren Bereiche, in denen die Temperaturen der karbonischen Niederdruckmetamorphose die Schließtemperatur von Biotit für das Rb-Sr-System nicht überschritten.
- Um das Auftreten von Rb-Sr-Biotitaltern von ~320 Ma einerseits und ~380 Ma andererseits in den Gesteinen der Bohrung zu erklären, muss eine Verschuppung verschiedener Krustenbereiche postuliert werden, die nach dem Unterschreiten der Schließtemperatur von Biotit, d. h. nach 320 Ma stattfand.
- Weshalb die beiden Sm-Nd-Granatalter entgegen den Erwartungen jünger sind als einige Rb-Sr-Glimmeralter, kann nicht zuletzt aufgrund der Unklarheit bezüglich der Schließtemperatur des Sm-Nd-Systems in Granaten (u. a. MEZGER et al. 1992; JAGOUTZ 1988; MABOKA & NAKAMURA 1995) nicht eindeutig beantwortet werden. Eine mögliche Erklärung könnte die postulierte Verschuppung verschiedener Krustenbereiche sein.

Geht man von der in Kapitel 3 beschriebenen lithologischen Gliederung des Bohrprofils aus, ergeben sich aus den dargestellten Ergebnissen folgende Konsequenzen:

- Das Bohemikum wurde im Anschluss an die frühvariscische Mitteldruckmetamorphose zumindest im Grenzbereich zum Moldanubikum von der karbonischen Niederdruckmetamorphose überprägt. Dies steht im Einklang mit K-Ar-Hornblendaltern von KREUZER (1989) sowie mit K-Ar-Muskovit- und -Biotitaltern von OKRUSCH et al. (1988).
- Neben Abkühlaltern um 320 Ma sind frühvariscische Abkühlaltern um 380 Ma relik-tisch in moldanubischen Gesteinen erhalten und geben damit einen Hinweis auf die Wirksamkeit der devonischen Mitteldruckmetamorphose in Teilen des Moldanubikums. Geochronologische Hinweise auf eine frühvariscische Mitteldruckmetamorphose im Moldanubikum sind bisher nicht gegeben.

7. Synthese

Aus den Ergebnissen der Rb-Sr- und Sm-Nd-Analysen folgt:

- Eine Gliederung des Bohrprofils nach isotopengeochemischen Kriterien ist nicht möglich. Alle analysierten Metasedimentproben zeigen in ihrer Nd- und Sr-Isotopie Gemeinsamkeiten mit moldanubischen Metasedimenten, jedoch signifikante Unterschiede zu Metasedimenten der ZEV und können hinsichtlich ihrer Nd- und Sr-Isotopie einer Einheit zugeordnet werden.
- Das Ausgangsmaterial der Metasedimente ist als Detritus aus mindestens zwei verschieden alten Liefergebieten aufzufassen. Das ältere hat eine minimale mittlere Krustenverweildauer von 1.9 Ga, das jüngere eine maximale mittlere Krustenverweildauer von 1.5 Ga.
- Das Rb-Sr-Gesamtgesteinsalter von sieben Metasedimentproben beträgt 451 ± 86 Ma (2σ) und weist möglicherweise auf ein prävariscisches Ereignis (Sedimentation/Diagenese oder niedriggradige Metamorphose) hin.
- Frühvariscische Rb-Sr-Muskovit- und -Biotitalter um 380 Ma sind reliktsch in manchen Gesteinen erhalten und geben einen ersten geochronologischen Hinweis auf die Wirksamkeit der devonischen Mitteldruckmetamorphose in Teilen des Moldanubikums.
- Im Anschluss daran folgte eine Überprägung der Gesteine durch die karbonische Niederdruckmetamorphose, die eine meist vollständige Öffnung des Rb-Sr-Systems in Biotit und eine partielle Öffnung des Rb-Sr-Systems in Muskovit bewirkte. Die Schließtemperatur von Biotit für das Rb-Sr-System wurde in den meisten Fällen um 320 Ma unterschritten.
- Die Sm-Nd-Granatalter sind deutlich jünger als die devonische Mitteldruckmetamorphose. Eine genauere Interpretation dieser Alterswerte ist jedoch wegen den großen Unsicherheiten der Alterswerte und der Unklarheit bezüglich der Schließtemperatur des Sm-Nd-Systems in Granaten nicht möglich.

Die in Kapitel 3 beschriebene lithologische Gliederung des Bohrprofils kann folglich durch die isotopengeochemischen und geochronologischen Ergebnisse nicht bestätigt werden. Statt dessen wird vorgeschlagen, dass mit Ausnahme der Gabbro-amphibolite im unteren Abschnitt der Bohrung, die eindeutig dem Bohemikum angehören, alle untersuchten Gesteine dem Moldanubikum zuzuordnen sind.

8. Literatur

- BEHR, H. J. (1983): Intracrustal and subcrustal thrust-tectonics at the northern margin of the Bohemian Massif. – In: MARTIN, H. & EDER, F. W. [Hrsg.]: Intracontinental fold belts. – 365–400, Berlin (Springer).
- BLÜMEL, P. (1986): Metamorphic processes in the Variscan crust of the central segment. – In: FREEMAN, R., MÜLLER, S. & GIESE P. [Hrsg.]: Proceedings of the 3rd European Geotraverse Workshop, Bad Honnef, 14.06.–16.06., Eur. Sci. Foundation. – 149–55, Straßburg.
- BLÜMEL, P. (1990): Metamorphism along the SW margin of the Bohemian Massif – an overview – In: FRANKE, W. [Hrsg.]: Field guide Bohemian Massif, Intern. conference on paleozoic orogens in Central Europe, Göttingen-Gießen, Aug.–Sept. 1990. – 143–179, Gießen/Göttingen.

- DRACH, V. VON (1993): Die isotopische Entwicklung des Oberen Erdmantels im Bereich der NW-Böhmischen Masse. – Beih. Eur. J. Mineral., **1** (1): 38, Stuttgart.
- DRACH, V. VON, HOFMANN, B. & KÖHLER, H. (1996): Ergebnisse geochronologischer (Rb-Sr, Sm-Nd) und isotopensystematischer (Sr, Nd) Untersuchungen an der KTB-Vorbohrung. – Abschlussbericht zum DFG-Projekt Ko 599/17-7, 19 S., München. – [unpubl.]
- FISCHER, G. (1936): Das Dach des Moldanubikums in Schlesien, dem Bayerischen Wald und Mähren – Jb. Preuss. Geol. L.-Anst., **56**: 733–741, Berlin.
- FISCHER, G., SCHREYER, W., TROLL, G., VOLL, G. & HART, S. (1968): Hornblendealter aus dem ostbayerischen Grundgebirge. – N. Jb. Mineral., Mh., **11**: 385–404, Stuttgart.
- FISCHER, G. & TROLL, G. (1973): Bauplan und Gefügeentwicklung metamorpher und magmatischer Gesteine des Bayerischen Waldes. – Geologica Bavarica, **68**: 7–44, München.
- FRANKE, W. (1990): Tectonostratigraphic units in the western part of the Bohemian Massif - an introduction. – In: FRANKE, W. [Hrsg.]: Field guide Bohemian Massiv, Intern. conference on paleozoic orogens in Central Europe, Göttingen-Gießen, Aug.–Sept. 1990. – 1–23, Gießen/Göttingen.
- GEBAUER, D. & GRÜNENFELDER, M. (1973): Vergleichende U-Pb- und Rb-Sr-Altersbestimmungen im bayerischen Teil des Moldanubikums. – Fortschr. Mineral, **50**(3):4, Stuttgart.
- GRAUERT, B., HÄNNY, R. & SOPTRIJANOVA, G. (1974): Geochronology of a polymetamorphic and anatectic gneiss region: The Moldanubicum of the area Lam-Deggendorf, E. Bavaria, Germany. – Contrib. Mineral. Petrol., **45**: 37–63, Berlin.
- HOFMANN, A.W. (1993): Limits of whole-rock dating methods: Views of a geochemist. – In: Radiometric age determinations in orogenic processes – Potentials and Limits – Proceedings of the VIth summer school earth and planetary sciences, Siena, 53–65, Siena.
- HOLL, P.K., DRACH, V. VON, MÜLLER-SOHNUS, D. & KÖHLER, H. (1989): Caledonian ages in Variscan rocks: Rb-Sr and Sm-Nd isotopic variations in dioritic intrusives from the north-western Bohemian Massif, West Germany. – Tectonophys., **157**: 179–94, Amsterdam.
- HÖLZL, S., HOFMANN, A.W., TODT, W. & KÖHLER, H. (1994): U-Pb geochronology of the Sri Lankan basement. – Precambrian Res., **66**: 123–149, Amsterdam.
- JAGOUTZ, E. (1988): Nd and Sr systematics in an eclogite xenolith from Tanzania: Evidence for frozen mineral equilibria in the continental lithosphere. – Geochim. Cosmochim. Acta, **52**: 1285–1293, Oxford.
- KÖHLER, H. & MÜLLER-SOHNUS, D. (1976): Rb-Sr-Altersbestimmungen und Sr-Isotopensystematik an Gesteinen und Mineralien des Regensburger Waldes. – Fortschr. Mineral., **54**, Bh. **1**: 47, Stuttgart.
- KÖHLER, H. & MÜLLER-SOHNUS, D. (1985): Rb-Sr-Altersbestimmungen und Sr-Isotopensystematik an Gesteinen des Regensburger Waldes (Moldanubikum NE-Bayern). Teil I: Paragneisanatexite. – N. Jb. Mineral. Abh., **151**: 1–28, Stuttgart.
- KREUZER, H., SEIDEL, E., SCHÜSSLER, U., OKRUSCH, M., LENZ, K.-L. & RASCHKA, H. (1989): K-Ar geochronology of different tectonic units at the northwestern margin of the Bohemian Massiv. – Tectonophys., **157**: 149–178, Amsterdam.
- LIEW, T.C. & HOFMANN, A.W. (1988): Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian fold belt of central Europe: Indications from a Nd and Sr isotopic study. – Contrib. Mineral. Petrol., **98**: 129–138, Berlin.
- LUDWIG, K.R. (1991): Isoplot – A plotting and regression program for radiogenic-isotope data, for IBM-PC compatible computers, Version 3.00. – United States Geol. Surv., Open-File Report **91**, Boulder, Colorado.
- MABOKO, M.A.H. & NAKAMURA, E. (1995): Sm-Nd garnet ages from the Uluguru granulite complex of Eastern Tanzania: further evidence for post-metamorphic slow cooling in the Mozambique belt. – Precambrian Res., **74**: 195–202, Amsterdam.

- MEZGER, K., ESSENE, E. J. & HALLIDAY, A. N. (1992): Closure temperatures of the Sm-Nd-system in metamorphic garnets. – *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **113**: 397–409, Amsterdam.
- MILISENDA, C. C., LIEW, T. C., HOFMANN, A. W. & KÖHLER H. (1994): Nd isotopic mapping of the Sri Lanka basement: update and additional constraints from Sr isotopes. – In: RAITH, M. & HOERNES, S. [Hrsg.]: *Tectonic, metamorphic and isotopic evolution of deep crustal rocks, with special emphasis on Sri Lanka.* – *Precambrian Res.*, **66**: 95–110, Amsterdam.
- OKRUSCH, M., SCHÜSSLER, U., SEIDEL, E., KREUTZER, H. & RASCHKA, H. (1990): Pre- to early Variscan magmatism in the Bohemian Massiv. - In: FRANKE, W. [Hrsg.]: *Field guide Bohemian Massiv, Intern. conference on paleozoic orogens in Centrale Europe*, Göttingen-Gießen, Aug.-Sept.. – 25–35, Gießen/Göttingen.
- OKRUSCH, M., SCHÜSSLER, U., SEIDEL, E., KREUTZER, H. & ROSE, D. (1988): Metabasite der Zone Tepla-Taus (ZTT). – Bericht zum DFG-Projekt Ok/29-1, 40 S., Würzburg. – [unpubl.]
- ROHRMÜLLER, J. & WONIK, T. (1995): Grenzbereich Bohemikum-Moldanubikum im Raum Rittsteig – Ergebnisse der Forschungsbohrung Rittsteig: Geologie, Geochemie und Bohrlochgeophysik. – In: *Geologische Untersuchungen im Umfeld der Kontinentalen Tiefbohrung, Workshop des DFG-Schwerpunktprogrammes KTB*, 16. und 17. 11. 1995, München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- SIEBEL, W., HÖHNDORF, A. & WENDT, I. (1995): Origin of late Variscan granitoids from NE Bavaria, Germany, exemplified by REE and Nd isotope systematics. – *Chem. Geol.*, **125**: 249–270, Amsterdam.
- VEJNAR, Z. (1966): The petrogenetic interpretation of kyanite, sillimanite and andalusite in the south-western Bohemian crystalline complexes. – *N. Jb. Mineral., Abh.*, **104**: 172–189, Stuttgart.
- VEJNAR, Z. (1972): Regionally metamorphosed volcanic rocks from the West-Bohemian metabasite belt. – *Krystalinikum*, **9**: 131–156, Brno.
- VEJNAR, Z. (1990): The contact aureole of the Kdyne-Massiv, south-west Bohemia. – *Sbor. geol. ved, Geol.*, **45**: 9–35, Prag.
- VÖLLBRECHT, A., WEBER, K. & SCHMOLL, J. (1989): Structural model for the Saxothuringian-Moldanubian suture in the Variscan basement of the Oberpfalz (Northeastern Bavaria, F.R.G.) Interpreted from geophysical data. – *Tectonophys.*, **157**: 123–133, Amsterdam.
- WEGER, M. & MASCH, L. (1995): Duktile Bewegungen in der Gabbroamphibolitmasse von Neukirchen-Kdyne_ und SW-ZEV: Resultat devonischer Terrane Kollision. – In: *Geologische Untersuchungen im Umfeld der Kontinentalen Tiefbohrung, Workshop des DFG-Schwerpunktprogrammes KTB*, 16. und 17. 11. 1995, München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- ZULAUF, G. AHRENDT, H., DÖRR, W., FIALA, J., VEJNAR, Z. & WEMMER, K. (1995): Der Westrand des Tepla-Barrandiums: Cadomisches basement variszisch überprägt. – In: *Geologische Untersuchungen im Umfeld der Kontinentalen Tiefbohrung, Workshop des DFG-Schwerpunktprogrammes KTB*, 16. und 17. 11. 1995, München (Bayer. Geol. L.-Amt).

Bohrlochgeophysikalische Messungen in der Forschungsbohrung FB Rittsteig

Von THOMAS WONIK

Mit 8 Abbildungen und 3 Tabellen

Schlüsselworte: Geophysik – FB Rittsteig – Bohemikum – Moldanubikum

Kurzfassung: Bohrlochgeophysikalische Messungen in der im nördlichen Bayerischen Wald gelegenen Forschungsbohrung FB Rittsteig ergeben Einsichten in Struktur, Lithologie und hydraulische Verhältnisse im Grenzbereich zwischen Bohemikum und Moldanubikum. Im Bereich der moldanubischen Schichten weicht die Bohrung in einer Teufe von 460 m mehr als 40° von der Vertikalen in Richtung SSE ab. Dipmetermessungen bestätigen und ergänzen die an den Kernen festgestellten Schieferungen. Die Wechsellagerungen im Moldanubikum lassen sich anhand der physikalischen Parameter gliedern und eindeutig lithologischen Einheiten zuordnen. Die durch den Bohrvorgang hervorgerufene Störung des Temperaturfeldes ist nach 250 Tagen bzw. dem 1,5fachen der Bohrzeit wieder abgeklungen. Der durchschnittliche Temperaturgradient ist mit 15,3 K/km sehr niedrig, die Temperatur in 460 m Teufe beträgt nur 13,8 °C. Offene Klüfte können durch Temperatur- und elektrische Widerstandsmessungen in der Wassersäule der Bohrung nachgewiesen werden.

Geophysical logging in the research borehole FB Rittsteig

Keywords: Geophysics – FB Rittsteig – Bohemikum – Moldanubikum

Abstract: Geophysical logging in the research borehole FB Rittsteig (northern Bavarian Forest) allow to understand the structure, lithology and the hydraulic conditions in the border area between Bohemikum and Moldanubikum. At a depth of 460 m the drilling is inclined 40° towards SSE. The foliation detected at the core can be confirmed by a dipmeter log. With the help of the geophysical parameters the moldanubian interstratification can be subdivided and assigned to lithological units. The temperature field within the borehole is disturbed by the drilling process. After 250 days (= 1.5 × drilling time) the original conditions were restored. The average temperature gradient amounts only to 15.3 K/km, the temperature at a depth of 460 m is only 13.8 °C. Temperature and resistivity measurements of the drilling fluid indicate several open fractures.

Inhalt

1. Die Forschungsbohrung FB Rittsteig	50
2. Die bohrlochgeophysikalischen Messungen	50
3. Ergebnisse	52
3.1. Struktur	53
3.2. Lithologie.	53
3.3. Vergleich mit der Bohrung Rittsteig KB2	56
3.4. Temperatur und Spülungswiderstand.	57
4. Literatur.	61

Anschrift des Verfassers: Dr. THOMAS WONIK, Institut für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben (GGA), Stilleweg 2, D-30655 Hannover.

1. Die Forschungsbohrung FB Rittsteig

Ziel der Forschungsbohrung FB Rittsteig ist die Untersuchung des lithologischen und strukturellen Aufbaus des Grenzbereichs Bohemikum–Moldanubikum. Der Bohr-ansatzpunkt liegt im nördlichen Bayerischen Wald und befindet sich in unmittelbarer Nähe zur tschechischen Grenze (ROHRMÜLLER 2003). Die Bohrung ist bis zu einer Endteufe von 583,5 m mit einem Durchmesser von 150 mm abgeteuft worden. Um die Standfestigkeit der Bohrung zu gewährleisten, ist ein Standrohr bis in einer Teufe von 128 m in der Bohrung verblieben.

2. Die bohrlochgeophysikalischen Messungen

Unmittelbar nach Abschluss der Bohrarbeiten ist die FB Rittsteig am 07./08.12.94 das erste Mal bohrlochgeophysikalisch vermessen worden. Die Bohrung ist in einer Störungszone in 460 m eingefallen und war nicht tiefer befahrbar. Da die Bohrung nicht verfüllt ist, konnte sie u. a. auch zur Kalibrierung und Erprobung neuer Bohrlochsonden noch sechs weitere Male befahren werden (Tab. 1). Folgende gesteinsphysikalischen Parameter konnten gemessen werden: natürliche Gammastrahlung (GR) inklusive Kalium (K)-,

Tabelle 1: Bohrlochgeophysikalische Messungen in der FB Rittsteig

Spec-GR: Spektrales Gamma-Ray; D: Dichte; Sonic: p-Wellengeschwindigkeit; DLL: Dual-laterolog (spezifischer elektrischer Widerstand); FEL: Fokussiertes Elektrolog (spezifischer elektrischer Widerstand); ES: Große und Kleine Normale (spezifischer elektrischer Widerstand); SP: Eigenpotential; DIP: Dipmeter, Einfallen und Richtung der Schichten; Neigung, Richtung und Durchmesser der Bohrung sowie dF (Anomalien des Erdmagnetfeldes in der Bohrung); Temp: Temperatur (12.05.98); Sal: spezifischer elektrischer Widerstand der Spülung (12.05.98).

Datum	Spec-GR	D	Sonic	DLL	FEL	ES/SP	DIP/dF	Temp/Sal
07./08.12.94						128–460		1–460
21.06.95				128–460		128–460	128–460	5–460
09.08.95								12–460
29.05.96		128–458		128–460				8–460
05.12.96								10–460
07./08.04.97	0–448				128–453			5–460
12./14.05.98			128–450	128–453				6–460

Thorium (Th)- und Uran (U)-Gehalten, Dichte (D), p-Wellengeschwindigkeit (Sonic), spezifischer elektrischer Widerstand in verschiedenen Messanordnungen (DLL, FEL, ES), Eigenpotential (SP), Einfallen und Richtung der Schichten (Dipmeter), Anomalien des Erdmagnetfeldes in der Bohrung (dF), die Temperatur (Temp) und der spezifische elektrische Widerstand der Spülung (Sal) sowie die Neigung, Richtung und der Durchmesser der Bohrung (Neig, DAZ, Cal1 und Cal2). Die verwendeten Messverfahren und Bohrlochsonden sind von WONIK & SALGE (2000) beschrieben worden. Auf sie wird hier nicht weiter eingegangen. Detaillierte Beschreibungen der Bohrlochmessverfahren geben u. a. SERRA (1984) und RIDER (1996). Am 09.08.95 und 05.12.96 wurden von SCHELLSCHMIDT (GGA-Institut, Hannover) zusätzliche, hochauflösende Temperaturmessungen durchgeführt, die in der Auswertung mit berücksichtigt sind. In Abbildung 1 sind die wichtigsten der durchgeführten Messungen zusammenfassend dargestellt. Dabei ist die Dämpfung der natürlichen Gammastrahlung durch die Verrohrung oberhalb einer Teufe von 128 m nach einer Formel von LORCH (1993) berücksichtigt worden.

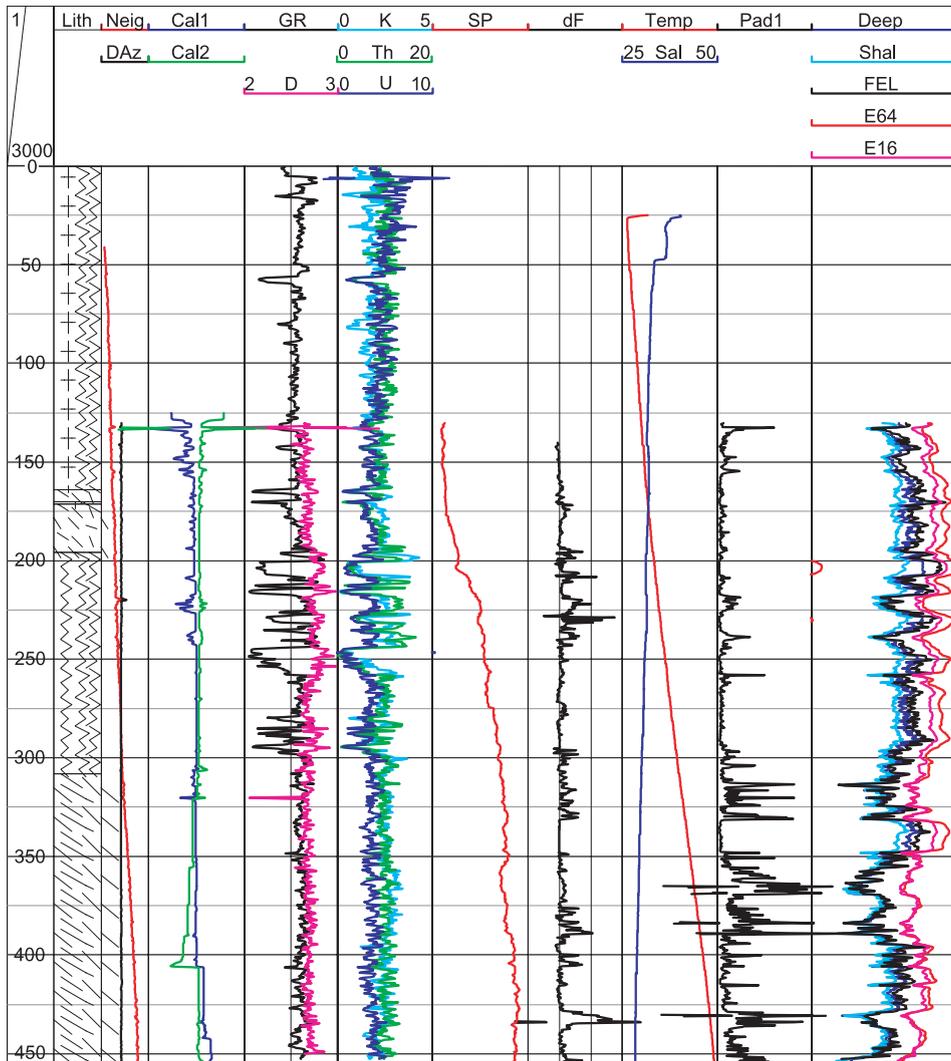


Abb. 1. Übersicht über die in der FB Rittsteig durchgeführten bohrlochgeophysikalischen Messungen.

Lith: vereinfachte Darstellung der Lithologie nach ROHRMÜLLER (2003); Neig (0–50°): Neigung der Bohrung; DAz (0–360°): Abweichung der Bohrung von der Vertikalen; Cal1 (200–100 mm), Cal2 (100–200 mm): Kaliber der Bohrung; GR (0–200 API): natürliche Gammastrahlung; D (2–3 g/cm³): Dichte; K (0–5 %): Kaliumgehalt; Th (0–20 ppm): Thoriumgehalt; U (0–10 ppm): Urangehalt; SP (0–200 mV): Eigenpotential; dF (–1000–2000 nT): Anomalien der Totalintensität des Erdmagnetfeldes; Temp (9–15 °C): Spülungstemperatur; Sal (25–50 Ohmm): Spülungswiderstand; Pad1 (0–2000): elektrische Leitfähigkeit, unkalibriert (Dipmeter); Deep, Shal (2–20 000 Ohmm): spezifischer elektrischer Widerstand (Duallaterolog); FEL (2–20 000 Ohmm): spezifischer elektrischer Widerstand (Fokussiertes Elektrolog); E64, E16 (2–20 000 Ohmm): spezifischer elektrischer Widerstand (Große und Kleine Normale).

3. Ergebnisse

Im folgenden wird versucht, aus den bohrlochgeophysikalischen Messungen Rückschlüsse auf Struktur, Lithologie und hydraulische Bedingungen zu ziehen.

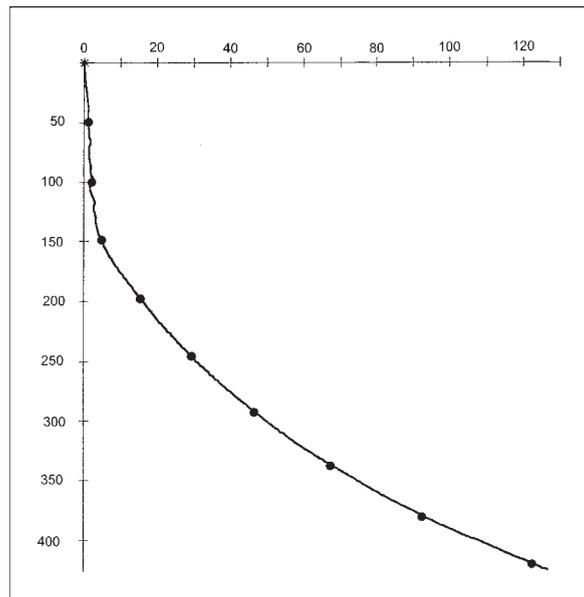
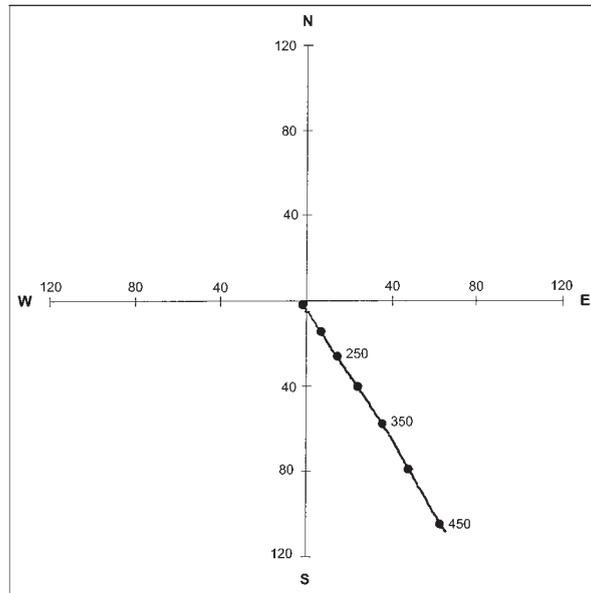


Abb. 2. Räumlicher Verlauf der FB Rittsteig.
a: Aufsicht; b: Schnitt in Richtung der Abweichung (SSE). Die maximale Abweichung von der Vertikalen beträgt 126 m.

3.1. Struktur

Die Abbildungen 2a und 2b zeigen den räumlichen Verlauf der Bohrung FB Rittsteig. Diese Darstellungen basieren auf Messungen mit der Dipmetersonde, die zur Bestimmung des Einfallens und der Richtung der durchörterten Schichten die Orientierung der Bohrung mittels eingebautem 3-Komponenten-Fluxgate magnetisch registriert. Die Bohrung weicht bis 460 m Teufe kontinuierlich nach SSE ab. Die Abweichung von der Vertikalen beträgt dabei im Bereich des Bohemikums oberhalb von 164 m nur wenige Meter (Abb. 2b), die Bohrlochneigung erreicht Werte von 11° (Abb. 1). Unterhalb von 164 m im Bereich des Moldanubikums weicht die Bohrung immer stärker werdend von der Vertikalen ab und weist in 460 m eine Neigung von größer als 40° auf. Der Bohrmeißel hat sich in dieser Teufe bereits rund 126 m in Richtung SSE vom Bohransatzpunkt entfernt, so dass die wahre vertikale Tiefe 426 m beträgt. Geht man von einem ähnlichen Verlauf der Neigungszunahme in größeren Tiefen aus, lässt sich die Neigung im Bohrlochtiefsten auf über 50° abschätzen.

Die beiden sich aus den Dipmetermessungen ergebenden Kaliberkurven zeigen im unteren Teil der Bohrung aufgrund der großen Bohrlochneigung deutlich unterschiedliche Werte. Weiterhin ist die Sonde in einer Teufe von 405 m steckengeblieben. Nach Schließen der vier Sondenarme konnte das Hindernis passiert werden, was jedoch zu einem Sprung in den Kaliberdaten geführt hat. Über weite Strecken ist die Bohrung maßhaltig. Einige Kaliberausbrüche sind zu beobachten: bis zu einem Bohrlochdurchmesser von 200 mm im Bereich zwischen 128 m und 155 m.

Die Zielsetzung einer Auswertung von Daten der Dipmeter-Sonde ist es, die Richtung und Neigung des Schichteneinfalls in Sedimenten zu bestimmen. Im Kristallin werden diese Messungen daher üblicherweise nicht durchgeführt. Hier können diese Daten allerdings dazu benutzt werden, um großräumige Strukturen bzw. Schieferungen zu erkennen. Zu ihrer Berechnung wurde ein 8 m langes Korrelationsfenster gewählt. Die errechneten Schieferungen weisen eine große Schwankungsbreite auf (Abb. 3). Die Extremwerte finden sich im Bereich 380–385 m mit rund 77° und im Intervall 400–405 m mit ca. 3° . Tabelle 2 zeigt, dass die aus den Dipmeter-Messungen berechneten Schieferungen sehr gut mit den an den Kernen beobachteten (ROHRMÜLLER 2003) übereinstimmen.

Tabelle 2: Vergleich zwischen den am Kern beobachteten Schieferungen (ROHRMÜLLER 2003) mit den Ergebnissen der Dipmeter-Auswertung in der FB Rittsteig

Teufe (m)	Schieferung nach Kern ($^\circ$)	Schieferung nach Log ($^\circ$)
298,2	30–40	25–30 NW
350,9	15–30	15–20 WNW
407,5	30–40	22–32 E
427–430,2	20–45	18–28 SE
> 430,2	60–70	50–66 SSE

3.2. Lithologie

Bohrlochgeophysikalische Sonden registrieren physikalische Parameter. Rückschlüsse auf lithologische Eigenschaften des durchörterten Gebirges sind daher nur indirekt möglich.

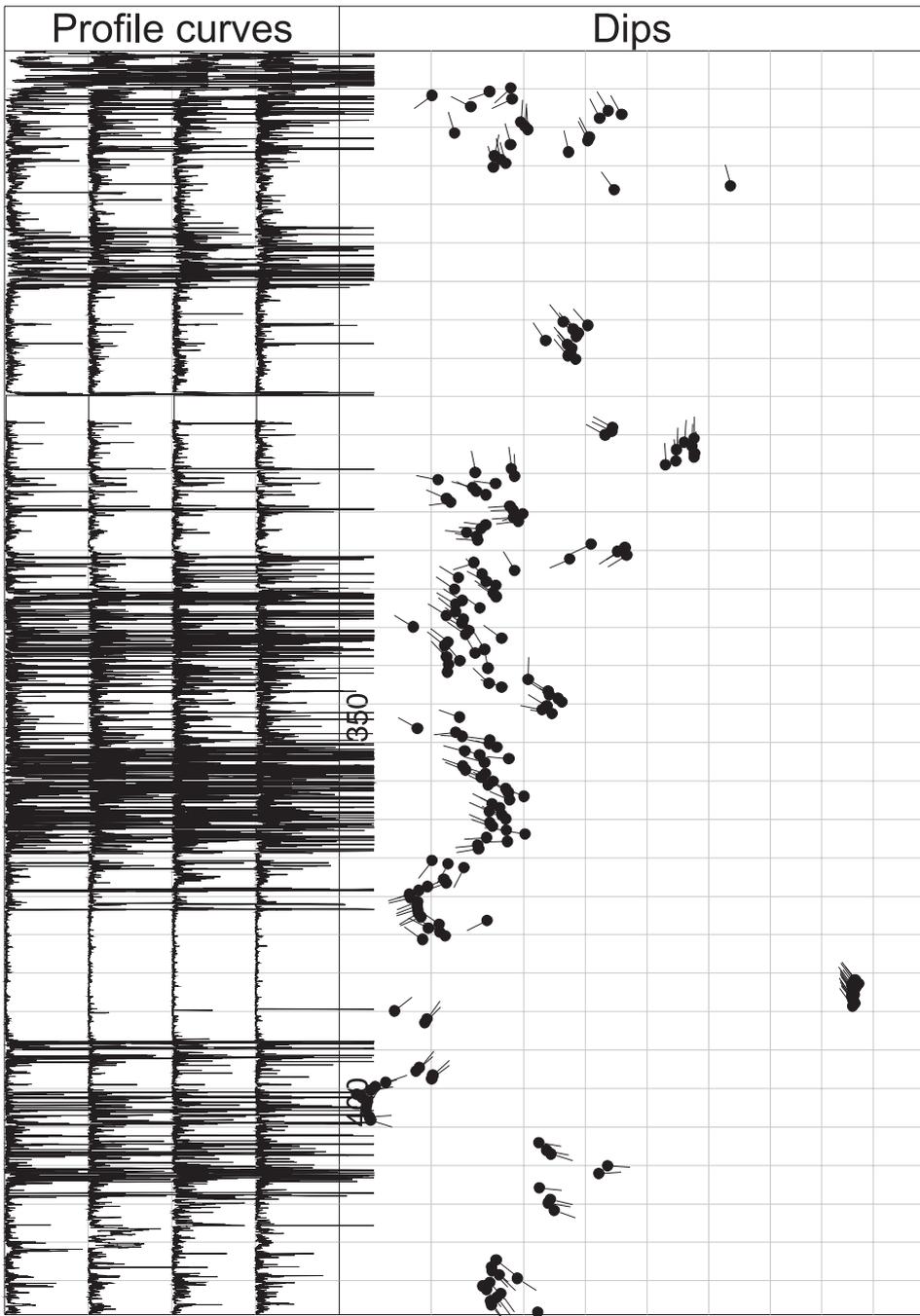


Abb. 3. Messdaten (Profile Curves) und Auswertung der Dipmeter-Daten in der FB Rittsteig im Teufenbereich 260–425 m. Länge des Korrelationsintervalls: 8 m; Abstand der Korrelationsberechnung: 0,5 m; Suchwinkel: 70°. Der Winkel der Schieferung ist mit einem schwarzen Punkt gekennzeichnet (0°–90°), ihre Richtung durch die Orientierung des Strichs (Norden=oben, Osten=rechts). Tiefenintervall: 5 m.

Die Gammaaktivität, die als einziger Parameter auch im verrohrten Abschnitt der Bohrung vorliegt, weist eine deutliche Gliederung in drei Abschnitte auf: Im Bereich des Bohemikums (0–164 m) und unterhalb von 308 m sind nahezu konstante Werte von rund 110 API gemessen worden. Das Intervall zwischen 164 m und 308 m weist hingegen ausgeprägte Anomalien auf. Viele Minima mit Werten von bis zu 20 API sind zu beobachten. Die Messungen der Dichte, des spezifischen elektrischen Widerstandes und des Magnetfeldes, die nur unterhalb der Verrohrung ab 128 m möglich waren, bestätigen die unterschiedlichen physikalischen Eigenschaften der Abschnitte ober- und unterhalb von 308 m. Für den in den Logs am meisten strukturierten Teufen-

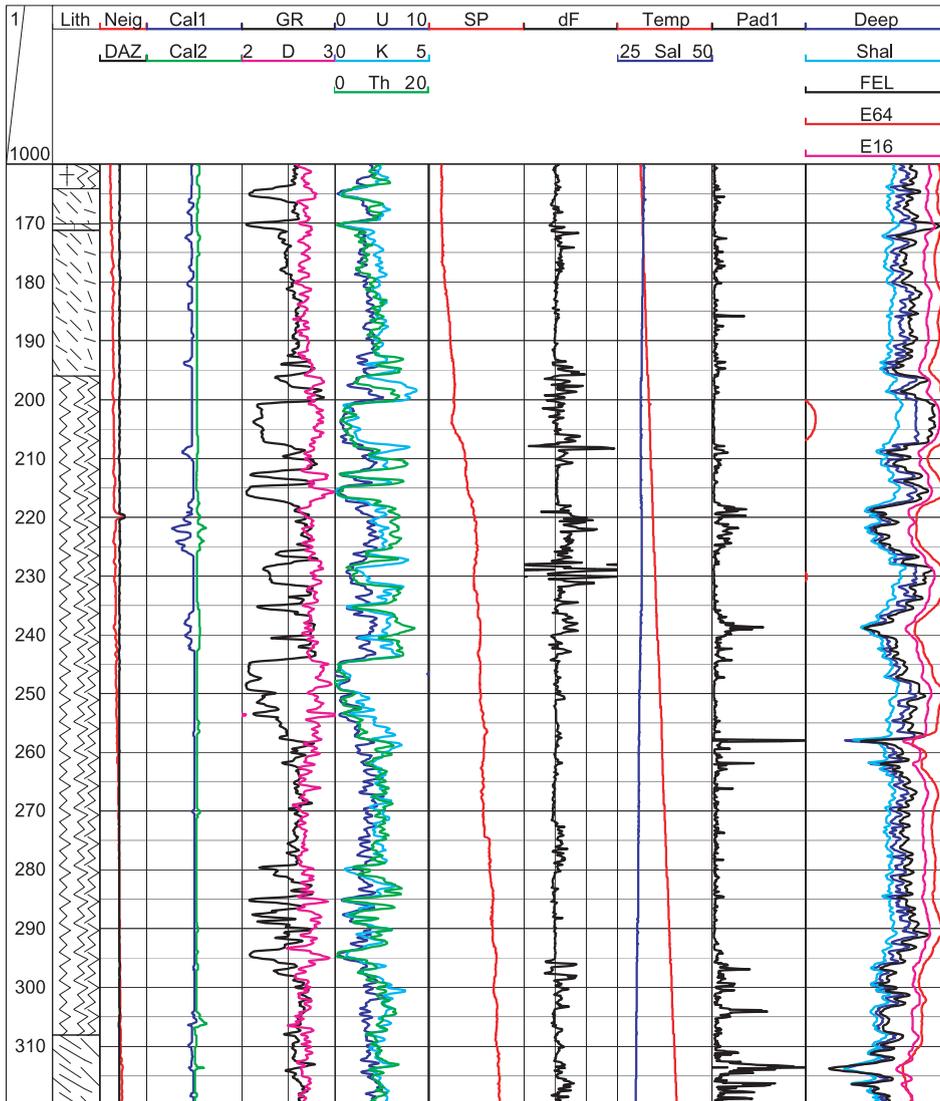


Abb. 4. Ausschnitt der Bohrlochmessungen in der FB Rittsteig im Teufenintervall 160–320 m. Verwendete Abkürzungen siehe Abb. 1.

bereich 164–308 m (s. auch Abb. 4) zeigt Tabelle 3 Mittelwerte der wichtigsten physikalischen Parameter im Vergleich mit an Kernen bestimmten lithologischen Einheiten.

Tabelle 3: Vergleich der Lithologie mit den Mittelwerten von Messungen der natürlichen Gammastrahlung (GR), der Dichte (D), des spezifischen elektrischen Widerstandes (E64) und den Anomalien der Totalintensität (dF) im Teufenintervall 164–308 m der FB Rittsteig

Lithologie	GR (API)	D (g/cm ³)	E64 (Ohmm)	dF (nT)
Hornblende-Schiefer	38	2,83	6300	–45
Marmor	30	2,70	15900	–15
Metavulkanite	70–90	2,68–2,80	10000–15600	90–170
Biotit-Muskovit-Schiefer	110	2,70	6800	60
Biotit-Schiefer	110	2,67	9800	60
Granat-Biotit-Schiefer	115	2,70	9900	55
Muskovit-Chlorit-Granat-Schiefer	128	2,73	5900	300

Die an den Kernen beobachteten Wechsellagerungen in diesem Intervall des Moldanubikums lassen sich anhand der physikalischen Eigenschaften gut diskriminieren. So zeichnet sich Hornblende-Schiefer durch niedrige GR-, E64- und dF-Werte sowie sehr hohe D-Werte aus. Marmor besitzt auch eine geringe Gammastrahlungsaktivität, ist aber elektrisch sehr viel schlechter leitend als Hornblende-Schiefer. Muskovit-Chlorit-Granat-Schiefer weist sehr hohe GR- und dF-Werte sowie niedrige E64 auf. Beim Vergleich zwischen Biotit-Schiefer und Biotit-Muskovit-Schiefer fällt auf, dass sich beide durch E64-Messungen unterscheiden lassen: Der Muskovit-Anteil sorgt für eine deutliche Erniedrigung des elektrischen Widerstands. Aufgrund nahezu identischer physikalischer Eigenschaften kann Biotit-Schiefer aber kaum von Granat-Biotit-Schiefer unterschieden werden. Die große Dichte von Granat macht sich bei dieser Betrachtung von Mittelwerten nicht bemerkbar. Unter der Bezeichnung Metavulkanite sind Gesteine mit verschiedenen Lithologien zusammengefasst. Durch ihre große lithologische Schwankungsbreite lassen sie sich nicht ohne weiteres physikalischen Eigenschaften zuordnen.

Allein mit Kenntnis der physikalischen Eigenschaften ist man also nach Bearbeitung dieser Bohrung in der Lage, in ähnlichen geologischen Verhältnissen Strecken ohne Kerngewinn nahezu eindeutig Lithologien zuzuordnen. Für das Intervall unterhalb von 308 m ergeben solche Betrachtungen allerdings keine ähnlich guten Ergebnisse, da die kernphysikalischen Eigenschaften (GR, D) über den gesamten Abschnitt kaum variieren.

3.3. Vergleich mit der Bohrung Rittsteig KB2

Die 35 m westlich der FB Rittsteig unter einem Winkel von 30° nach Südosten niedergebrachte Bohrung Rittsteig KB2 erreichte eine Endteufe von 195 m. Sie wurde mit einer tragbaren Apparatur bohrlochgeophysikalisch untersucht, die nur die Messung der natürlichen Gammastrahlung ermöglichte. Da die Bohrung unmittelbar nach Beendigung dieser Messung verfüllt wurde, stand sie für weitere Untersuchungen nicht zur Verfügung.

Abbildung 5 zeigt den Versuch, die beiden Bohrungen Rittsteig FB und KB2 räumlich zu korrelieren. Dazu wurden die GR-Werte der Bohrung KB2 um 37 m zu größeren Teufen verschoben. Amplitude und Form der GR-Werte unterscheiden sich geringfügig, da verschiedene Bohrlochsonden mit unterschiedlicher Auflösung benutzt wurden. Trotzdem zeigen die Werte im Teufenbereich 167–211 m (Rittsteig FB-Teu-

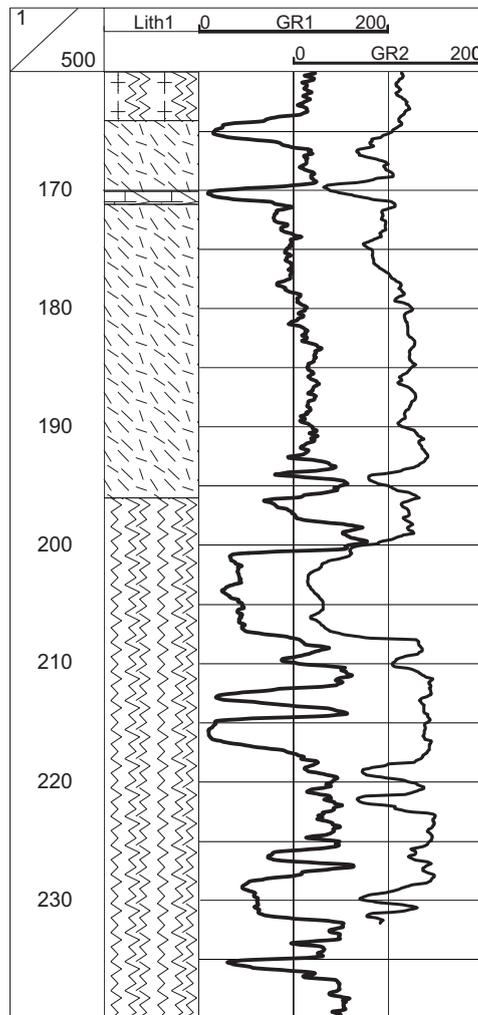


Abb. 5. Versuch, die beiden Bohrungen FB Rittsteig und Rittsteig KB2 mit Hilfe der Gamma-Ray-Messungen (GR1 bzw. GR2 in API) räumlich zu korrelieren. Dazu sind die Gamma-Ray-Messungen in der Bohrung Rittsteig KB2 (GR2) um 37 m zu größeren Teufen verschoben worden. Die Teufe entspricht der Teufe in der Bohrung FB Rittsteig.

fen) große Übereinstimmung. Die in beiden Bohrungen angetroffene Wechselfolge aus Schiefen verschiedener Zusammensetzungen, Marmor und basischen bis intermediären Metavulkaniten ist ähnlich ausgebildet. Oberhalb von 167 m und unterhalb von 211 m sind beide GR-Kurven nicht mehr korrelierbar.

3.4. Temperatur und Spülungswiderstand

Abbildung 6 zeigt sieben Temperaturmessungen, die im Zeitraum zwischen 07.12.94 und 12.05.98 in der FB Rittsteig durchgeführt und entsprechend durchnummeriert wurden.

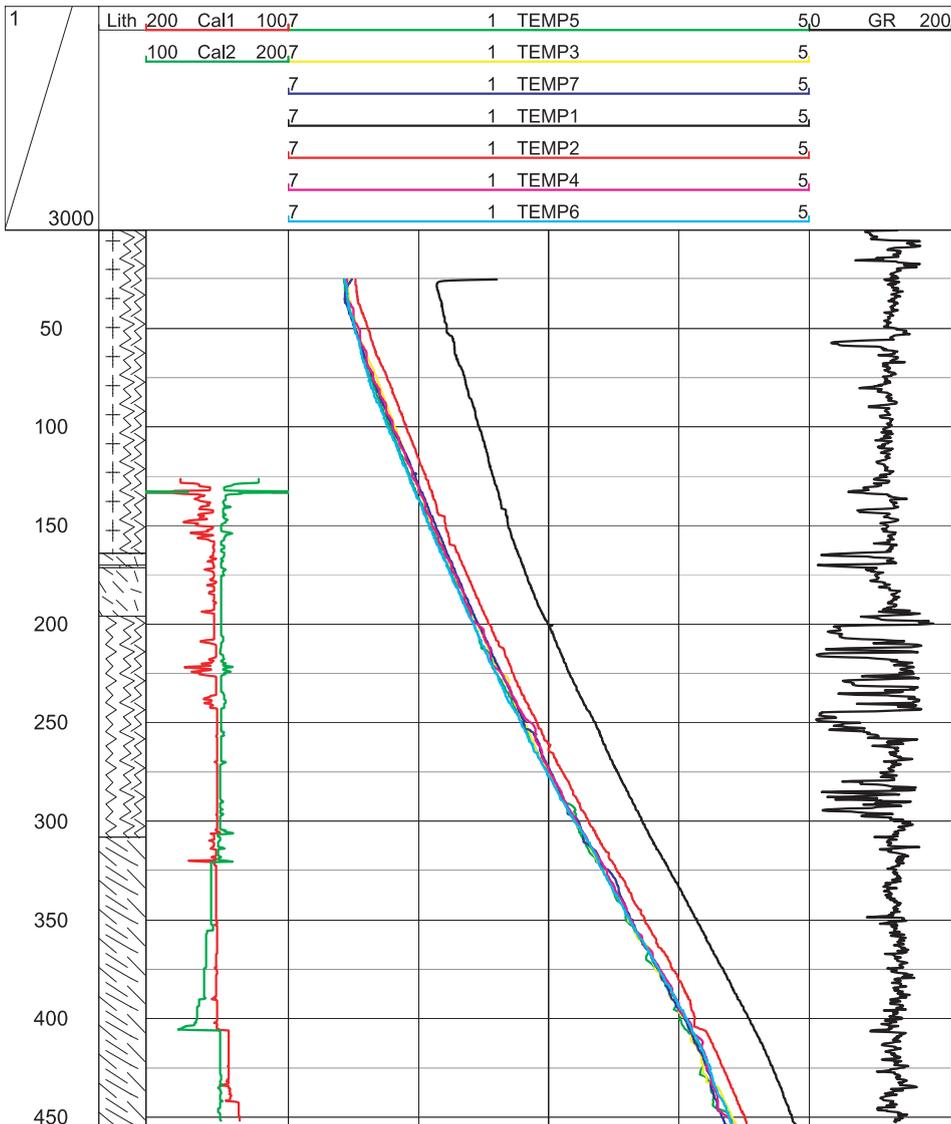


Abb. 6. Temperaturmessungen in der Bohrung FB Rittsteig (7–15 °C. TEMP1: 07. 12. 94; TEMP2: 21. 06. 95; TEMP3: 09. 08. 95; TEMP4: 29. 05. 96; TEMP5: 05. 12. 96; TEMP6: 07. 04. 97; TEMP7: 12. 05. 98.

Lith: vereinfachte Darstellung der Lithologie nach ROHRMÜLLER (2003); Cal1 (200–100 mm), Cal2 (100–200 mm): Kaliber; GR (0-200 API): natürliche Gammastrahlung.

Deutlich ist im Vergleich zwischen den Messungen vom 07. 12. 94 (TEMP1) und den übrigen (TEMP2 bis TEMP7) die Störung des Temperaturfeldes durch den 165 Tage dauernden Bohrvorgang vom 20. 06. 94–02. 12. 94 zu sehen. Am 21. 06. 95 hat die TEMP2-Messung stattgefunden, also 201 Tage nach Bohrende und damit mehr als dem Einfachen der Bohrzeit. Das Gebirge hat seine ungestörte Temperatur noch nicht ganz erreicht. Die TEMP3-Messungen vom 09. 08. 95 (250 Tage nach Bohrende =

1,5fache der Bohrzeit) zeigt nur noch sehr geringe Unterschiede zu den darauffolgenden Messungen. Dies bedeutet, dass stationäre Verhältnisse erreicht sind und eine weitere Abkühlung nicht mehr stattfindet.

Auch unter Berücksichtigung der starken Bohrlochneigung ist der durchschnittliche Temperaturgradient mit rund 15,3 K/km sehr niedrig. Er ist noch geringer als der, der in mehreren nahegelegenen Bohrungen im Rahmen der Vorbereitung des Kontinentalen Tiefbohrprojektes KTB (CLAUSER & MARESCHAL 1995) festgestellt wurde. Die Temperatur beträgt in 450 m Teufe (= 426 m wahre Tiefe) nur 13,8 °C. Extrapoliert man sie zur Erdoberfläche, ergibt sich 7,1 °C, was nach HAENEL (1980) einer mittleren Jahresoberflächentemperatur von 8,1 °C entspricht.

In Abbildung 6 fällt auf, dass sich die Temperaturgradienten für das Bohemikum und Moldanubikum unterscheiden. Abbildung 7, in der die Differenz zwischen den Temperaturmessungen vom 12.05.98 (TEMP7) minus 07.12.94 (TEMP1) dargestellt ist, betont das unterschiedliche Temperaturverhalten beider tektonischer Einheiten. Für das Bohemikum ergibt sich als Gradient für die TEMP1-Messungen 10,0 K/km und für TEMP7 13,1 K/km, die Differenz zwischen beiden Messungen divergiert Richtung Erdoberfläche und erreicht Werte von 1,4 K. Im Bereich des Moldanubikums

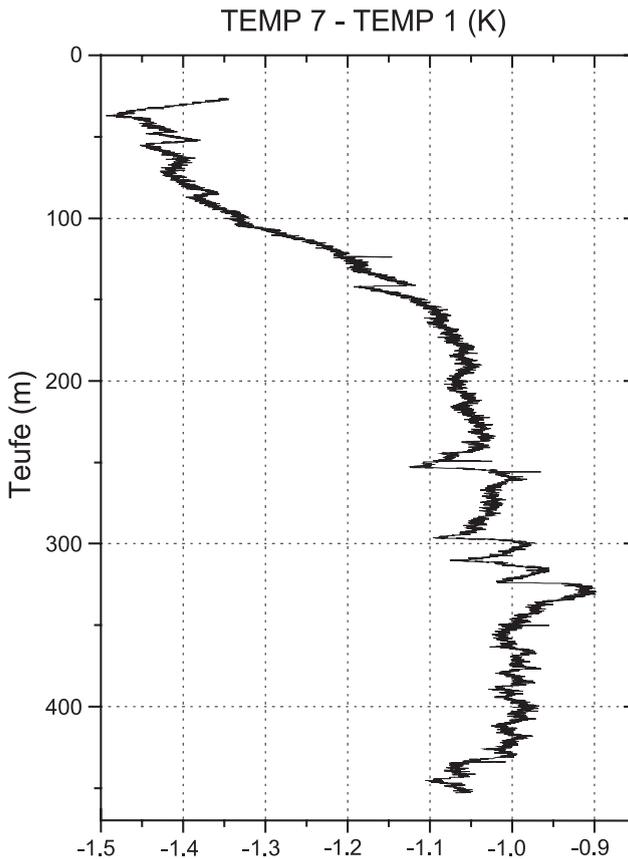


Abb. 7. Differenz zwischen den Temperaturmessungen vom 12.05.98 (TEMP7) und 07.12.94 (TEMP1) in Kelvin in der FB Rittsteig.

verlaufen die Temperaturen parallel zueinander mit einer Differenz von ca. 1,0 K, d.h. die Gradienten beider rund 3,5 Jahre auseinander liegenden Messungen sind gleich (15,7 K/km).

Deutlich sind in Abbildung 7 mehrere kleinere Temperaturanomalien zu erkennen, z.B. in den Teufen 142 m, 250 m, 296 m, 310 m, 323 m und 428 m. Sie können als Indiz für Klüfte gedeutet werden, in denen geringe Wassermengen in die Bohrung gelangen. Diese Klüfte sind nicht überall von Auffälligkeiten im Kaliberlog begleitet.

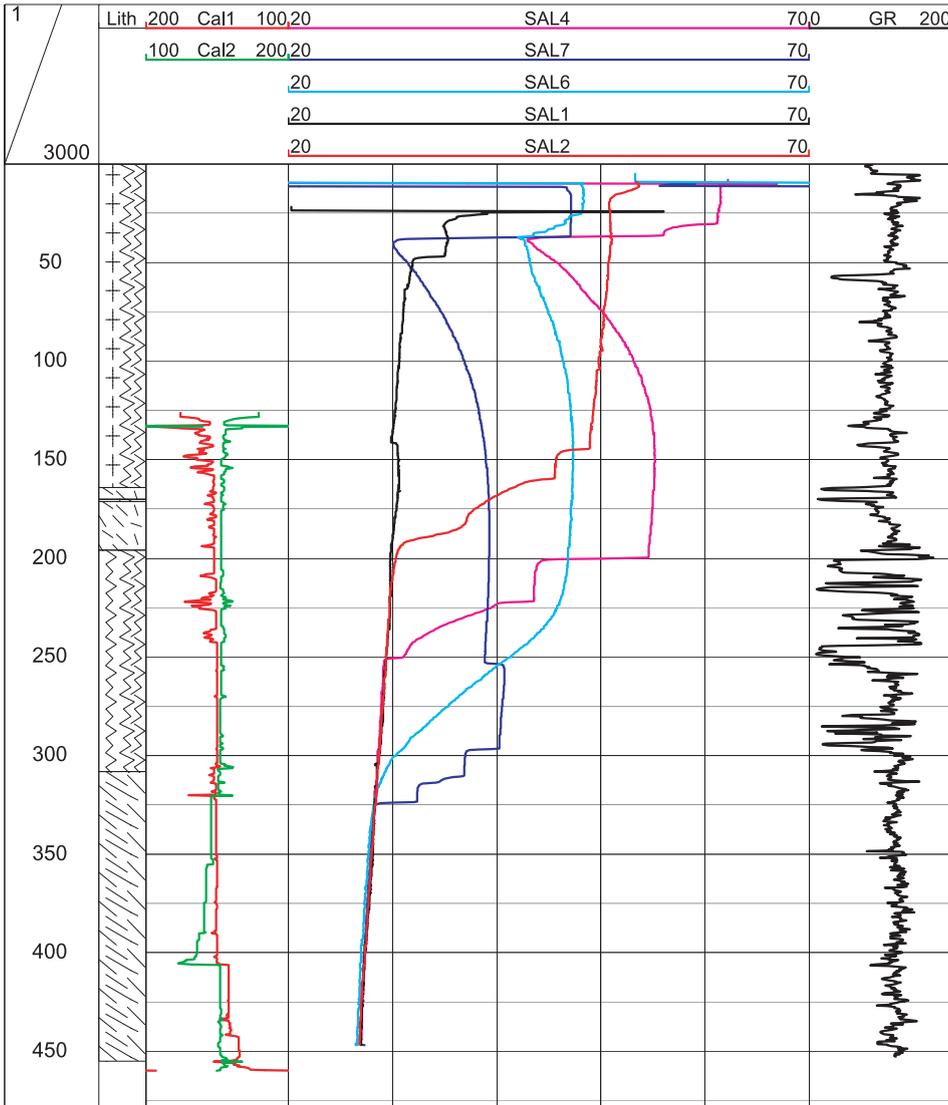


Abb. 8. Messungen des Spülungswiderstandes in der Bohrung FB Rittsteig (20–70 Ohmm). SAL1: 07.12.94; SAL2: 21.06.95, SAL 4: 29.05.96, SAL6: 08.04.97, SAL7: 12.05.98. Lith: vereinfachte Darstellung der Lithologie nach ROHRMÜLLER (2003); Cal1 (200–100 mm), Cal2 (100–200 mm): Kaliber; GR (0–200 API): natürliche Gammastrahlung.

tet. Beispielsweise ist die Bohrung in den Teufen 250 m, 296 m und 310 m maßhaltig. Umgekehrt sind an vielen Stellen Kaliberausbrüchen nicht mit Temperaturanomalien korreliert, wie z.B. im Teufenintervall 200–220 m. Hier darf daher nicht direkt auf wasserführende Klüfte geschlossen werden.

Mit den Messungen des spezifischen elektrischen Widerstandes der Bohrflüssigkeit steht ein weiteres Hilfsmittel zur Detektion von Klüften zur Verfügung (Abb. 8). Bei der ersten Messfahrt (SAL1) unmittelbar nach Abschluss der Bohrarbeiten wurde für die gesamte Flüssigkeitssäule ein nahezu konstanter Wert von 30 Ohmm gemessen. Oberflächenwasser mit einem spezifischen Widerstand von rund 50 Ohmm fließt von oben in die Bohrung und wandert langsam nach unten. Schätzt man die Geschwindigkeit des Absinkens aus den verschiedenen Sal-Messungen ab, so ergibt sie sich zu ca. 50 m/Jahr. Mehrere deutliche sprunghafte Änderungen in den verschiedenen Sal-Messungen korrelieren mit den Temperaturanomalien an den oben genannten Teufen, weisen daher auf offene Klüfte hin.

Danksagung: Ich danke meiner Kollegin K. GROSSE und meinen Kollegen Dr. B. FLUCHE und Dr. C. BÜCKER für ihre Hilfe bei der Erstellung der Abbildungen.

4 Literatur

- CLAUSER, C. & MARESCHAL, J.C. (1995): Ground temperature history in central Europe from borehole temperature data. – *Geophys. J. Int.*, **121**: 805–817, London.
- HAENEL, R. (1980): Atlas of subsurface temperatures in the european community. – 36 S., Hannover (BGR).
- LORCH, S. (1993): Korrektur von Bohrlocheinflüssen bei der Messung der natürlichen Gammastrahlung in einer Bohrung. – *Geol. Jb.*, **E32**: 3–36, Hannover.
- RIDER, M.H. (1996): The geologic interpretation of well-logs. – 288 S., Caithness (Whittles Publishing).
- ROHRMÜLLER, J. (2003): Geologisches Profil, Geochemie und Umfeld. – *Geologica Bavarica*, **107**: 5–29, München.
- SERRA, O. (1984): Fundamentals of well-log interpretation. Vol 1: The acquisition of logging data. – *Develop. Petrol. Sci.*, **15A**, 440 S., Amsterdam (Elsevier).
- WONIK, T. & SALGE, S. (2000): Eine Apparatur für geophysikalische Messungen in kleinkalibrierten Bohrungen bis 1300 m Teufe. – *Geol. Jb.*, **E52**: 46–60, Hannover.

Manuskript bei der Redaktion eingegangen am 20. 3. 2002, bei der Vorredaktion Anfang 1999.

Zur tektonometamorphen Entwicklung der Zentralböhmi- schen Scherzone zwischen Svatá Kateřina und Rittsteig unter besonderer Berücksichtigung der Forschungsbohrung Rittsteig (Böhmische Masse)

Von ERIK ARTMANN, CURD BUES, DIRK SCHEUVENS & GERNOLD ZULAUF

Mit 12 Abbildungen und 8 Tabellen

Schlüsselworte: Bohrung Rittsteig – Zentralböhmisches Scherzone – Teplá-Barrandium – Moldanubikum – mylonitische Foliation – Geothermobarometrische Untersuchungen

Kurzfassung: Die strukturelle Entwicklung des Rittsteiger Kristallins wird vor allem durch die mehrere 100 m mächtige, ENE–WSW-verlaufende Zentralböhmisches Scherzone (CBSZ) geprägt, deren vorwiegend unterkarbonische Aktivität den gravitativen Kollaps der variszisch verdickten Kruste widerspiegelt. Die CBSZ trennt die basischen Gesteine des teplá-barrandischen Neukirchen-Kdyně-Komplexes von den moldanubischen Künischen Glimmerschiefern („Rittsteiger Bunte Gruppe“). Die Mylonite der CBSZ prägen auch die von der 583,8 m tiefen Forschungsbohrung durchteuften Gesteine. Die mit 60–80° nach NNW einfallende mylonitische Foliation der CBSZ stellt in den Bohrkernen das dominierende planare Element dar. Dies betrifft sowohl die moldanubischen Glimmerschiefer im mittleren Teil der Bohrung als auch die teplá-barrandischen Paragneise und Metabasite im oberen und tiefsten Abschnitt der Bohrung. Eine Ausnahme bilden hierbei lediglich die rigiden Metagabbros. Die in der Bohrung und deren Umfeld vorliegenden Mylonite der CBSZ resultieren aus einer polyphasen Verformung, wobei reine 'dip-slip'-Abschiebungen in teplá-barrandischen Gesteinen und Schrägabschiebungen (dextral und sinistral) in moldanubischen Glimmerschiefern dokumentiert sind. Geothermobarometrische Untersuchungen an Amphibolit-Myloniten ergaben für die abschiebenden Bewegungen amphibolitfaziale Metamorphosebedingungen bei mittleren Drucken ($T = 570\text{--}660^\circ\text{C}$, $P = 4$ bis 6 kbar). Ältere Metamorphosestadien erreichten Temperaturen zwischen 750 und 790°C .

Strukturen, die älter sind als die Anlage der zur CBSZ gehörenden Hauptfoliation umfassen: (1) einen mittelsteil nach S einfallenden magmatischen Lagenbau in den Teufelsberg-Dioriten, (2) diskrete, duktile, mittelsteil nach W bis SW einfallende Scherzonen mit WSW-fallenden Minerallinearen und unbekannter Kinematik in den Teufelsberg-Dioriten und in Amphiboliten des Kámeňak, (3) die Anlage und Verfaltung einer früh gebildeten Foliation, die als S_1 in Granaten der moldanubischen Glimmerschiefer konserviert ist.

Strukturen, die jünger sind als die Anlage der Hauptfoliation, reichen vom duktilen bis in den spröden Bereich. Es handelt sich zunächst um lokal auftretende Falten, deren Achsen mit 50° nach N bis NE einfallen. Sie verfallen die Hauptfoliation, wobei gelegentlich eine Runzelschieferung angelegt wird. Diskrete, duktile bis spröd-duktiler Abschiebungen fallen steil nach N ein und

Anschrift der Verfasser: Dipl.-Geol. ERIK ARTMANN, Geol.-Paläont. Institut, Universität Frankfurt am Main, Senckenberganlage 32–34, 60054 Frankfurt am Main; Dr. CURD BUES, Celtestr. 14, 85051 Ingolstadt; Dr. DIRK SCHEUVENS, Institut für Mineralogie, TU Darmstadt, Schnittspahnstr. 9, 64287 Darmstadt; Prof. Dr. GERNOLD ZULAUF, Institut für Geologie und Mineralogie, Universität Erlangen-Nürnberg, Schlossgarten 5, 91054 Erlangen (e-mail: zulauf@geol.uni-erlangen.de).

durchsetzen ebenfalls die Hauptfoliation. Möglicherweise wurden zusammen mit diesen Abschiebungen auch subvertikale, bis zu 3 cm breite Pseudotachylite mit deutlich zonarem Aufbau und Fließfalten angelegt. Sie wurden lediglich in Metabasiten beobachtet, wo sie von diskreten Aufschiebungen versetzt werden.

Einen aufschiebenden Versatz zeigt auch die zwischen 452 und 471 m vorhandene, vermutlich flach nach S einfallende große Kataklysezone, entlang der moldanubische Glimmerschiefer über teplá-barrandische Metabasite geschoben wurden. Die aufschiebenden, z. T. foliierten Kataklyse sind – ähnlich wie in der Kontinentalen Tiefbohrung Oberpfalz (KTB) – im Bereich von Metasedimenten graphitisiert und durch spröde-duktilen Quarzdeformation gekennzeichnet, die kompatibel ist mit den anhand von Mineralparagenesen abgeleiteten Metamorphosebedingungen der Prehnit-Aktinolith-Fazies. Noch jüngere Deformationsstadien führten zur Bildung von steilen Abschiebungen sowie flach nach N bis W einfallenden diskreten Überschiebungen, deren Alter unklar ist.

The tectonometamorphic evolution of the Central Bohemian shear zone between Svatá Kateřina and Rittsteig with special regard on the Rittsteig research well (Bohemian Massif)

Keywords: Drillhole Rittsteig – Central Bohemian shear zone – Moldanubikum – Teplá-Barrandian

Abstract: The structural evolution of the rocks of the Rittsteig area is largely controlled by the ENE-WSW trending Central Bohemian shear zone (CBSZ), that reflects Lower Carboniferous gravitational collapse of overthickened crust. The CBSZ separates mafic Teplá Barrandian rocks of the Neukirchen-Kdyně complex from Moldanubian rocks referred to as Künische Glimmerschiefer or „Rittsteiger Bunte Gruppe“, respectively. The mylonites of the CBSZ are also characteristic structural elements in the scientific Rittsteig drill hole, that is 583,3 m deep. The mylonitic foliation of the CBSZ, which dips 60–80° NNW, forms the most prominent and largely pervasive planar structure in the drill cores of both Moldanubian mica schists (middle part of the borehole) and Teplá Barrandian metabasites and gneisses (upper and deepest part of the borehole). The CBSZ mylonites of the Rittsteig drilling and its surroundings result from several different deformation stages including pure dip-slip normal movements in the Teplá Barrandian rocks and oblique-slip normal movements (dextral and sinistral) in the Moldanubian micaschists. Geothermobarometric investigations of amphibolite mylonites suggest medium-pressure amphibolite facies conditions ($T = 570\text{--}660\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 4\text{--}6\text{ kbar}$) for the extensional movements. Further metamorphic stages that predate the origin of the CBSZ reached $T = 750\text{--}790\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Structures older than the mylonites of the CBSZ are: (1) a S-dipping magmatic layering in diorite of the Teufelsberg, (2) discrete, ductile, W- to SW-dipping shear zones with a WSW-dipping mineral lineation and unknown kinematics within diorite of the Teufelsberg and amphibolite of the Kámeňak, (3) origin and folding of an early foliation, that is preserved as S_1 within garnet of Moldanubian micaschists.

Structures that are younger than the origin of the CBSZ mylonites include ductile and brittle types. Local folds and associated axial-plane crenulation cleavage affect the mylonitic foliation of the CBSZ. The fold axes dip 50° N to NE. Discrete, ductile to brittle-ductile, N-dipping normal faults cut through the CBSZ mylonites. It is suggested that these normal faults developed together with subvertical, up to 3 cm wide pseudotachylites that display striking chilled margins and internal folds that reflect the flow of the melt.

A reverse sense of movement is also characteristic for the prominent, probably S-dipping cataclastic fault drilled between 452 and 472 m. This fault separates Teplá Barrandian metabasites and gneisses (below) from Moldanubian mica schists (above). Similar to cataclases of the ultradeep KTB borehole of the Bavarian Oberpfalz, these cataclases were formed under metamorphic conditions of the prehnite-actinolite facies and are foliated and graphite enriched. Quartz was deformed in the brittle-ductile regime. Still younger deformation phases led to steep brittle normal faults and N to W dipping discrete reverse faults, the age of which is as yet not clear.

Inhalt

1.	Einführung	65
2.	Ergebnisse	66
2.1.	Lithologische Abfolge und Makrogefüge der Forschungsbohrung Rittsteig	66
2.2.	Duktile Strukturen	70
2.2.1.	Strukturen, die älter sind als die Anlage der Zentralböhmischescherzone.	70
2.2.2.	Bildung der Hauptfoliation durch abschiebende Bewegungen entlang der Zentralböhmischescherzone	72
2.2.3.	Geothermobarometrie in Bezug auf die Aktivitäten der Zentralböhmischescherzone	79
2.2.4.	Die Verfaltung der Hauptfoliation (D_{M4}).	81
2.2.5.	Späte duktile und semiduktile Scherzonen, die jünger sind als die Anlage der Zentralböhmischescherzone	82
2.3.	Spröde Strukturen	83
2.3.1.	Pseudotachylite in Metabasit-Kataklasiten	84
2.3.2.	Kataklastische Auf- und Überschiebungen	84
2.3.3.	Subvertikale Extensionsrisse	87
2.3.4.	Nicht hauptfoliationsparallele kataklastische Abschiebungen	87
2.3.5.	Subhorizontale Scherrisse	87
3.	Diskussion	87
4.	Literatur.	92

1. Einführung

Im Raum Rittsteig bildet der W-Teil der Zentralböhmischescherzone (CBSZ) die Grenze zwischen dem basischen, zum Teplá-Barrandium gehörenden Neukirchen-Kdyně-Komplex (NKC) und den zum Moldanubikum zählenden Künischen Glimmerschiefern, die hier als „Rittsteiger Bunte Gruppe“ bezeichnet werden (Abb. 1). Die Forschungsbohrung Rittsteig (FBR) wurde mit der Absicht niedergebracht, diese große Scherzone zu durchteufen. Der Bohransatzpunkt liegt in Biotit-Plagioklas-Gneisen, die zusammen mit feinkörnigen Amphiboliten (Pyroxen-Hornblende-Hornfelse) zum Rahmen des NKC gehören (Abb. 2). Der NKC wird in der Umgebung von Rittsteig v. a. aus Amphibolit (Kámeňak), Diorit/Metadiorit (Teufelsberg) und Metagabbro aufgebaut. Die Gesteine der „Rittsteiger Bunte Gruppe“ umfassen Glimmerschiefer, Paragneise, Quarzite, Grünschiefer und Marmore. Weitere Informationen zum geologischen Aufbau des Rittsteiger Kristallins können den Arbeiten von BLÜMEL (1972, 1990), BUES et al. (1998) und SCHEUVENS (1999) entnommen werden.

In der vorliegenden Arbeit werden Ergebnisse strukturgeologischer, petrologischer und geothermobarometrischer Untersuchungen vorgestellt. Zur Messung von planaren und linearen Elementen an den Bohrkernen kam das Goniofix-Meßgerät zum Einsatz (s. DE WALL & ZULAUF 1988). Die sicher nachweisbaren Verformungsinkremente wurden nach ihrer zeitlichen Abfolge im Teplá-Barrandium (D_{T1} , D_{T2} , D_{T3}) und Moldanubikum (D_{M1} , D_{M2} , D_{M3} , D_{M4} , D_{M5}) gekennzeichnet. Analog wurde bei der Benennung der S-Flächen verfahren.

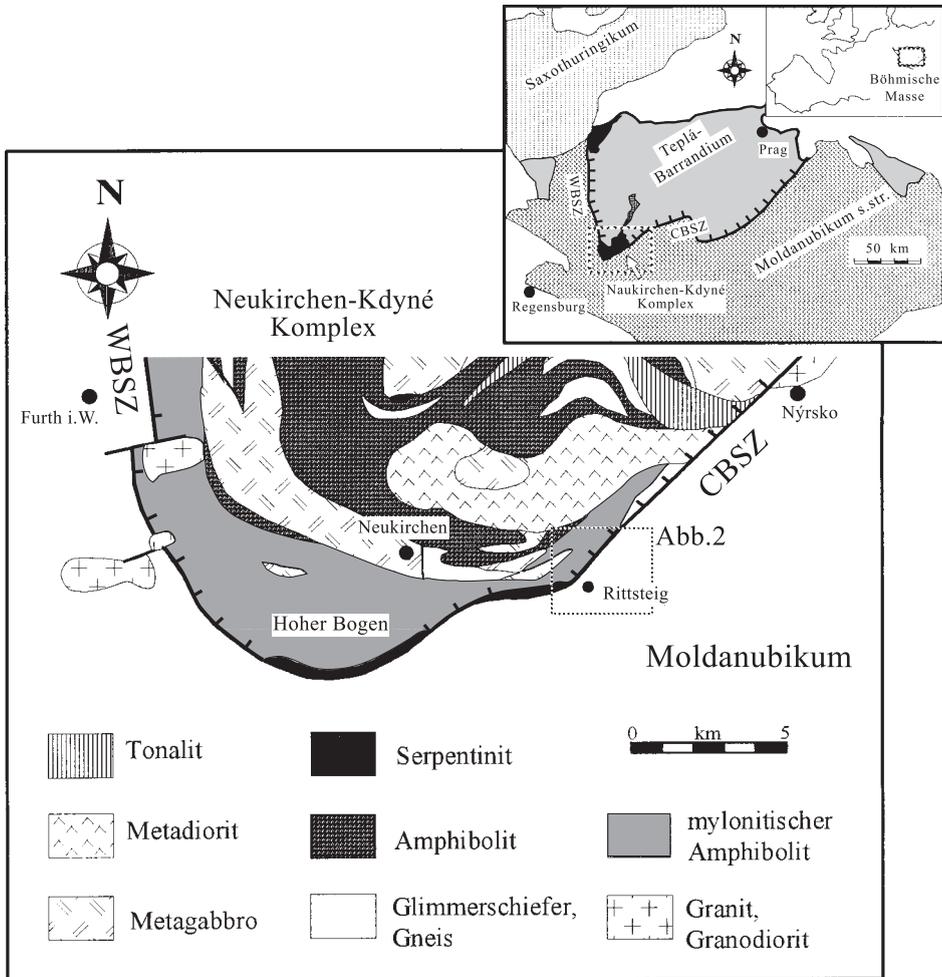


Abb. 1. Geologische Übersichtskarte des Grenzgebietes Teplá-Barrandium (Neukirchen-Kdyné-Komplex)/Moldanubikum. CBSZ = Zentralböhmisches Scherzone, WBSZ = Westböhmisches Scherzone.

2. Ergebnisse

2.1. Lithologische Abfolge und Makrogefüge der Forschungsbohrung Rittsteig

Die lithologische Abfolge der FBR (Abb. 3) wird im folgenden nur knapp behandelt (zur detaillierten Beschreibung s. ROHRMÜLLER dieser Band). Im obersten Teufenabschnitt reichen granat- kyanit- und sillimanitführende Biotit-Muskovit-Plagioklas-Gneise bis in eine Tiefe von ca. 132 m. Diese Gesteine können möglicherweise dem NKC zugeordnet werden. Amphibolite mit oder ohne Granat bilden hauptfoliationsparallele, z. T. boudinierte oder isoklinal gefaltete Lagen in diesen Gneisen (Abb. 4a). Diskrete Scherzonen markieren die Begrenzung der Amphibolite, deren interne Foliation im Winkel zur Hauptfoliation verläuft. Wie weiter unten noch erläutert werden wird, bildet die steil nach

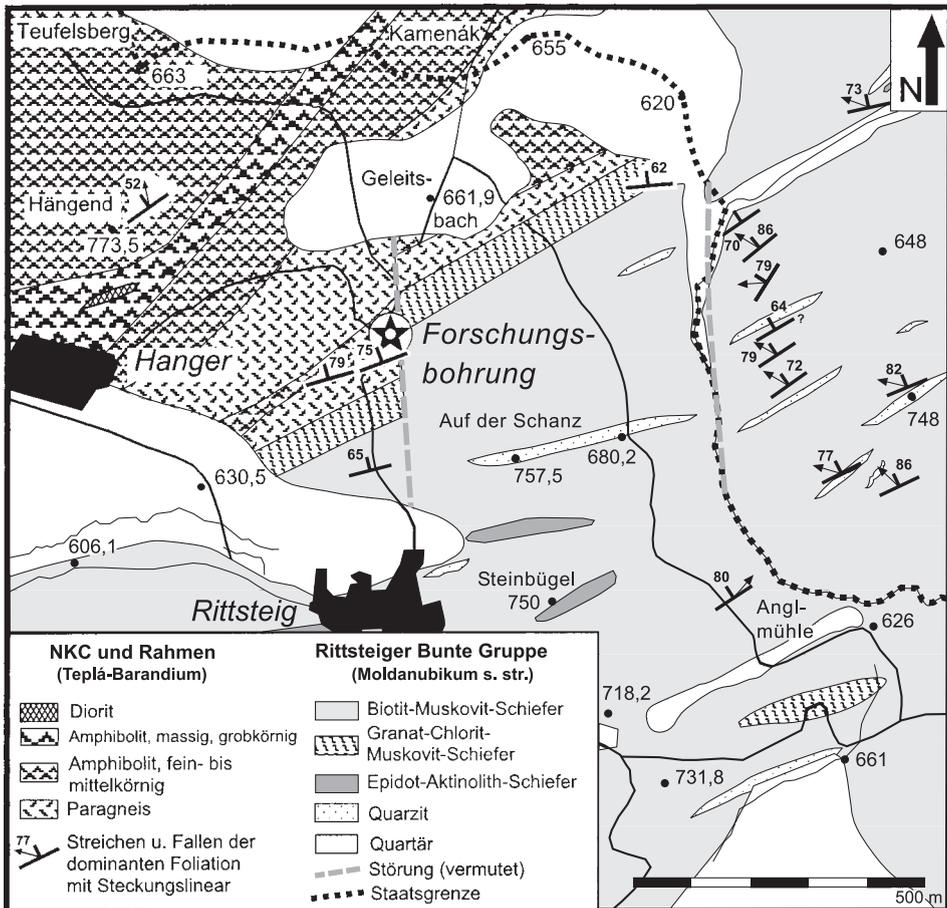


Abb. 2. Die geologische Situation in der unmittelbaren Nachbarschaft der Forschungsbohrung Rittsteig mit strukturellen Daten. Die geologische Aufnahme auf deutscher Seite erfolgte im Rahmen eines kombinierten geologisch/geophysikalischen Praktikums der Universität Frankfurt. Auf tschechischer Seite wurden die Kartierergebnisse von ARTMANN (1999) einbezogen; NKC = Neukirchen-Kdyně-Komplex.

NNW einfallende Hauptfoliation in den Gesteinen des NKC eine zweite (S_{T2}) und in den Gesteinen der „Rittsteiger Bunten Gruppe“ eine dritte S-Flächengeneration (S_{M3}). Die Hauptfoliation reflektiert die dominanten Bewegungen der CBSZ.

Eine erste graphitführende Kataklysezone tritt zwischen 132 und 142 m auf. Sie trennt die Biotit-Muskovit-Plagioklas-Gneise von darunter folgenden Plagioklas-Porphyrklasten-Gneisen. Die Plagioklas-Porphyrklasten-Gneise unterscheiden sich von den darüberliegenden Gneisen nicht nur durch die auffälligen Plagioklas-Porphyrklasten, sondern auch durch Quarzit- und Marmoreinschaltungen (Abb. 4b). Letztere machen eine Zugehörigkeit dieser Gesteine zur „Rittsteiger Bunten Gruppe“ sehr wahrscheinlich. Die Grenze Teplá-Barrandium/Moldanubikum wäre somit bereits durchteuft worden.

Ab 197 m beginnt eine Wechsellagerung aus Granat-Chlorit-Muskovit-, Epidot-Aktinolith- und Biotit-Muskovit-Schiefer, die an der Oberfläche linsenförmige Ein-

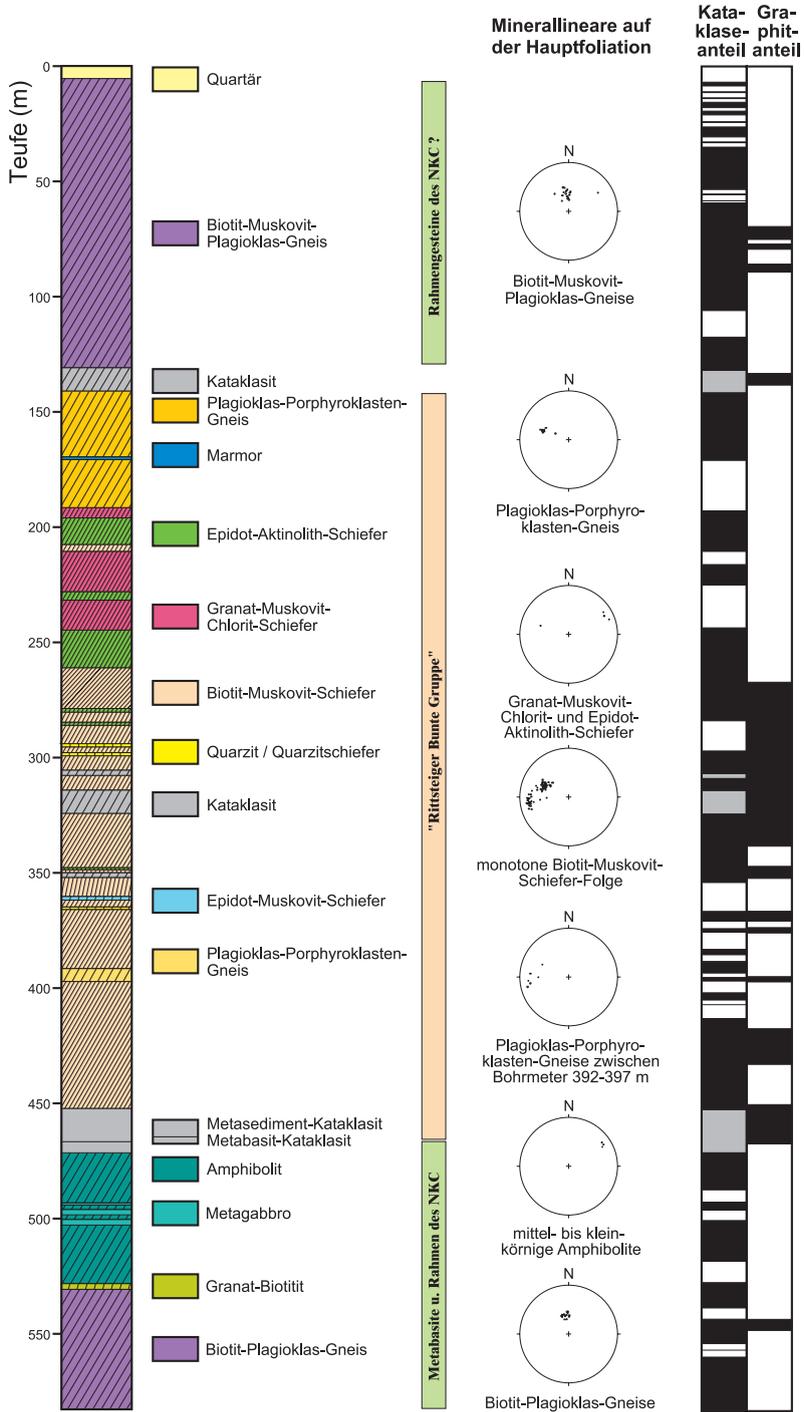


Abb. 3. Lithologisches Profil der Forschungsbohrung Rittsteig (FBR).

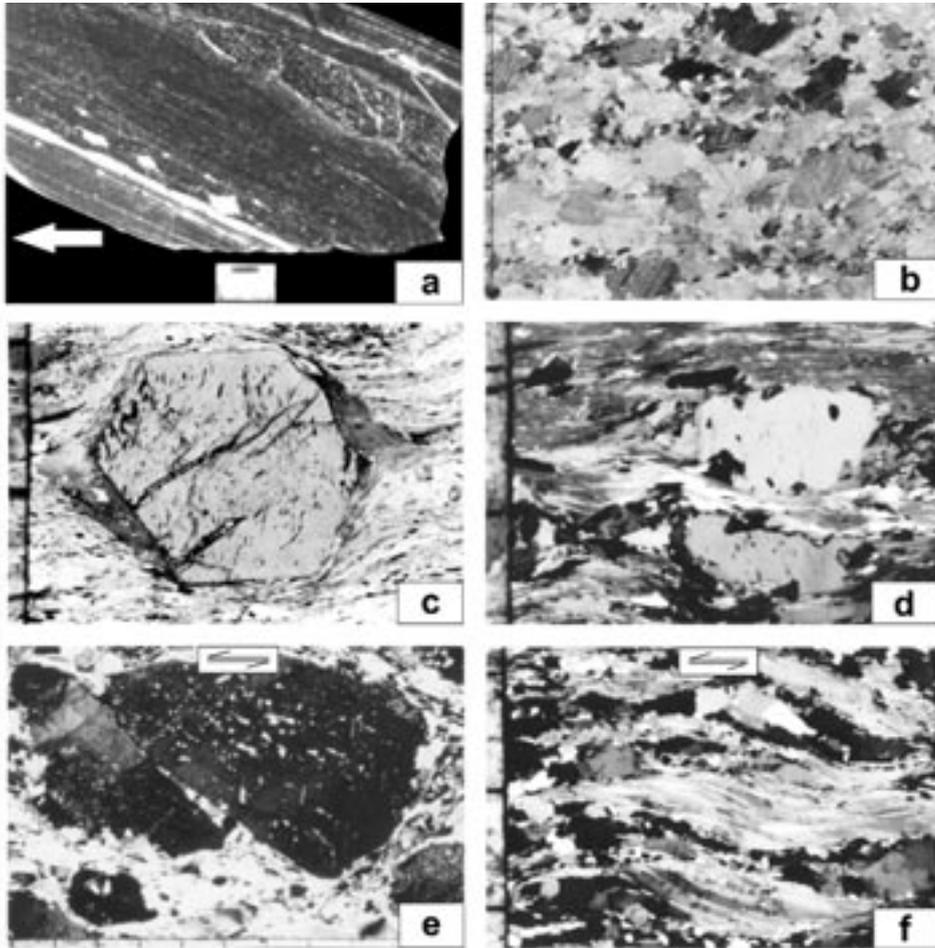


Abb. 4. (a) Angeschnittener Biotit-Plagioklas-Gneis-Bohrkern mit boudinierter Granatamphibolitlage (Maßstabsbalken = 1 cm, Schersinn: Top-nach-N abschiebend, weißer Pfeil zeigt Bohrfortschritt an, XZ-Schnitt, Probe E01: Teufe 76–77 m).

(b) Marmorlage mit bimodaler Korngrößenverteilung der Kalzite im mikroskopischen Überblick: In den großen Kalziten fällt besonders die umfangreiche Ausprägung von Deformationszwillingen auf (lange Bildkante: ca. 7 mm, gekreuzte Nicols, XZ-Schnitt, Probe E09: Teufe 171–172 m).

(c) Idiomorpher Granat-Porphyroklast mit verfaltetem Interngefüge aus opaker Phase und Chloritoid sowie asymmetrischen Druckschatten aus Chlorit; beachtenswert sind auch die vorwiegend einschlussfreien Granatränder (lange Bildkante: ca. 4 mm, die Hauptfoliation verläuft ungefähr parallel zur langen Bildkante, parallele Nicols, XZ-Schnitt, Schersinn im Foto: dextral, Schersinn im Bohrkern: Top-nach-NE abschiebend, Probe E14: Teufe 244–245 m).

(d) Plagioklas-Porphyroklasten mit schwach gefältelten Interngefügen aus Rutilnadeln und opaker Phase in einem Plagioklas-Porphyroklasten-Gneis der FBR. Biotit und Hellglimmer ummanteln die Porphyroklasten. Im Druckschatten kristallisierten Biotit und Quarz (Maßstab = 1 mm, gekreuzte Nicols, XZ-Schnitt, Probe E06: Teufe 163–164 m).

(e) Während der Anlage der Hauptfoliation spröde deformierter, engständig polysynthetisch verzwilligter Plagioklas-Porphyroklast („book-shelf“-Struktur) aus einer Metapegmatoidlage (Maßstab = 1 mm, XZ-Schnitt, lange Bildkante verläuft ungefähr parallel zur Hauptfoliation, im Foto sinistraler Schersinn, im Bohrkern Top-nach-N abschiebend, gekreuzte Nicols, Probe E03: Teufe 67–68 m).

(f) Hellglimmer-„Fische“ in Biotit-Plagioklas-Gneis (Maßstab = 1 mm, Schersinn im Foto: sinistral, im Bohrkern Top-nach-N abschiebend, gekreuzte Nicols, XZ-Schnitt, Probe E60: Teufe 540–541 m).

schaltungen in Biotit-Muskovit-Schiefern bilden. Ab 261 m alternieren nur noch Biotit-Muskovit-Schiefer mit Epidot-Aktinolith-Schiefern. Bei ca. 300 m vollzieht sich der Übergang zu einer monotonen Folge von Biotit-Muskovit-Schiefern, die ebenfalls typisch ist für die „Rittsteiger Bunte Gruppe“.

Von 270 m bis ca. 360 m tritt verstärkt Graphit auf. Von 304 m bis 360 m erstreckt sich eine Störungszone mit verschiedenen mächtigen Hauptkataklasezonen bei 304 m, 313–323 m und 354–357 m. Eine dritte, ebenfalls sehr mächtige Störungszone trennt zwischen 452,5 und 470,7 m die monotonen Biotit-Muskovit-Schiefer von darunter folgenden Metabasiten. Da die Biotit-Muskovit-Schiefer der moldanubischen „Rittsteiger Bunten Gruppe“ zuzurechnen sind und die Metabasite vermutlich zum teplá-barrandischen NKC gehören, stellt diese Störungszone einen weiteren wesentlichen tektonischen Kontakt in der FBR dar, der der Grenze Teplá-Barrandium/Moldanubikum entspricht. Ihre Kataklasite zeigen noch charakteristische Merkmale der Protolith, so dass innerhalb der Kataklasezone die Grenze zwischen Biotit-Muskovit-Schiefern und Amphiboliten bei 465,7 m gezogen werden kann.

Die Metabasite erstrecken sich bis zu einer Teufe von 526 m. Sie umfassen mittel- bis grobkörnige Metagabbros und mittel- bis feinkörnige, z.T. mylonitische Amphibolite, die im Gefüge den Amphiboliten des Kámeňak entsprechen. Ab 528 m bis zur Endteufe von 583,8 m bestehen die Bohrkernkerne aus Biotit-Plagioklas-Gneisen, die den Gneisen aus dem obersten Abschnitt der Bohrung ähneln. Von besonderem Interesse ist der zwischen 523 und 528 m vorliegende, aus Granat-Biotit bestehende Kontaktbereich zwischen Metabasiten und tiefer liegenden Biotit-Plagioklas-Gneisen. Es liegt nahe, dass dieses außergewöhnliche, bis zu 90 Vol% aus Biotit bestehende Gestein durch den kontaktmetamorphen Einfluss der basischen Magmatite auf die Paragneise entstanden ist. Die Zuordnung der Paragneise zum Rahmen des NKC scheint durch diesen Kontakt gesichert.

2.2. Duktile Strukturen

2.2.1. Strukturen, die älter sind als die Anlage der Zentralböhmischescherzone

Die Metagabbros der FBR zeigen eine schwache metamorphe Mineralregelung, woraus flach bis mittelsteil nach SSW einfallende planare Elemente resultieren, die im Winkel zur übergeordneten Hauptfoliation (S_{T2}) verlaufen. Ein Hornblende-Mineralinialfallt ebenfalls flach bis mittelsteil nach SSW ein („dip-slip“-Bewegungen).

Das älteste strukturelle Element in undehformierten Dioriten des Teufelsbergs ist ein magmatischer Lagenbau. Er fällt mittelsteil nach S ein. Kurzprismatische Hornblenden zeigen ein N-S- bis NNE-SSW-gerichtetes Fließen an (Abb. 5D).

Diskrete duktile Scherzonen (S_{T1}), die mit 50° nach W bis SW einfallen, durchschlagen die Diorite des Teufelsbergs (Abb. 5C). Mineraliniale sind selten deutlich ausgeprägt. Sie variieren in der Richtung zwischen WNW und WSW und deuten damit eine leichte Schrägbewegungskomponente an. Über die Kinematik dieser Scherzonen kann, da geeignete Schersinnindikatoren fehlen, keine Aussage gemacht werden.

Die Diorite/Metadiorite blieben von der Zerschierung entlang der CBSZ nahezu unbeeinflusst.

Eine Aktivität der W- bis SW-einfallenden duktilen Scherzonen vor der Anlage der CBSZ ist sehr wahrscheinlich, da spätere dominante Verformungsinkremente fehlen.

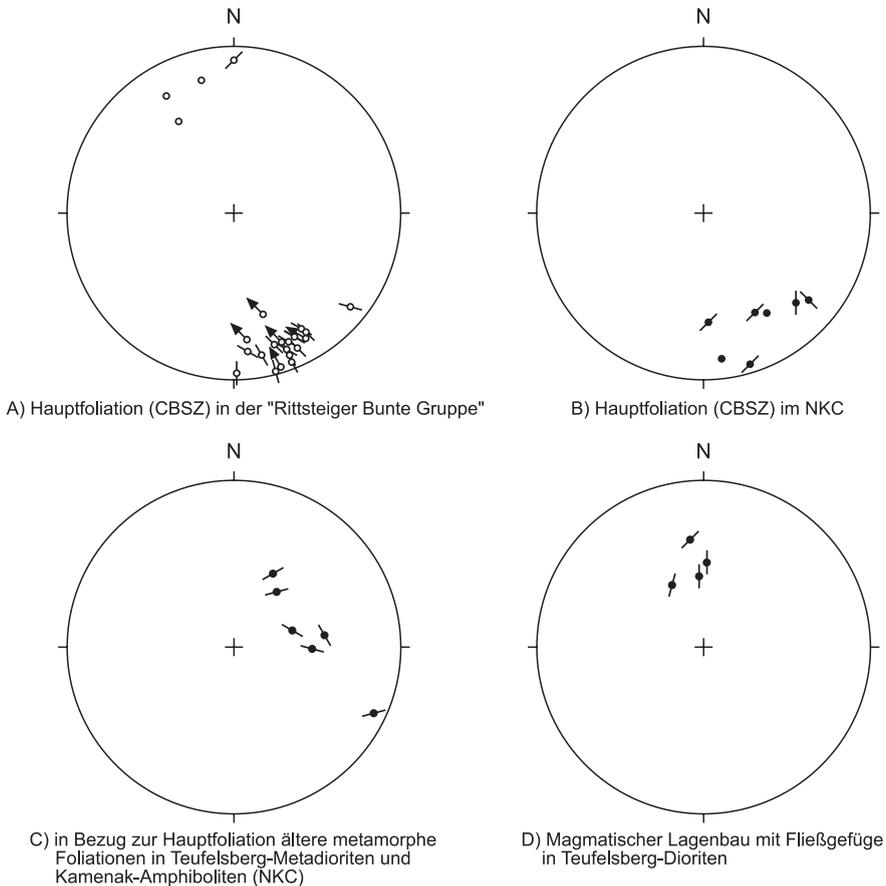


Abb. 5. HOEPPENER-Darstellung von strukturellen Elementen, die in der Nachbarschaft der Forschungsbohrung Rittsteig in Oberflächenaufschlüssen vermessen wurden; untere flächentreue Lagenkugelprojektion.

Das mögliche Alter dieser Scherzonen wird aufgrund des neu ermittelten oberdevonischen Intrusionsalters der Teufelsberg-Diorite (BUES et al. 2002) zu diskutieren sein.

In Amphiboliten des Kámeňak ist eine steil WNW-einfallende metamorphe Foliaation entwickelt (S_{T1}), die durch heterogen verteilte, dm- bis m-mächtige duktile Scherzonen repräsentiert wird (Abb. 5C). Hornblendelineare zeigen in Richtung WSW. Es ist sehr wahrscheinlich, daß die steil nach WNW einfallenden duktilen Scherzonen in Kámeňak-Amphiboliten und die steil nach W einfallenden Scherzonen in den Dioriten/Metadioriten des Teufelsbergs aus ein und derselben Deformationsphase resultieren (D_1 in Metadioriten des Teufelsbergs = D_{T1}).

In den Biotit-Plagioklas-Gneisen des obersten und untersten Teufenabschnitts der FBR sind hauptfoliationsparallele, z.T. boudinierte oder isoklinal verfaltete Amphibolitlagen eingelagert. Mindestens eine Deformationsphase muss die Metabasite vor der Scherung entlang der CBSZ erfasst haben. Die dabei erzeugte Foliaation liegt noch heute z.T. isoklinal verfaltete vor. Über ihre Orientierung und Kinematik können keine eindeutigen Aussagen gemacht werden.

Die isoklinale Faltung bzw. die S_{T_2} -parallele Einregelung und Zerschering durch die Bewegungen entlang der CBSZ (Anlage von ausgeprägten C'-Typ-Scherbandgefügen) belegen die frühe Platznahme von Metapegmatoiden in Bezug zur Anlage der Hauptfoliation (S_{T_2}). Ältere Deformationsspuren konnten in den Metapegmatoiden nicht festgestellt werden.

Die mikroskopische Analyse von Granat-Biotititen aus der FBR lieferte einige Informationen zu ihrer frühen tektonometamorphen Entwicklung. Die Minerale Biotit, Granat, Plagioklas, Quarz, Staurolith, Rutil, Zirkon und Fluide sind als Einschlüsse in Granat- und Plagioklas-Porphyroblasten konserviert. Die Anlage und Verfallung eines aus Flüssigkeitseinschlüssen und Quarz bestehenden Interngefüges in den Kernen von Granat-Porphyroblasten kann zwei in Bezug zur Anlage der Hauptfoliation älteren Deformationsphasen zugeordnet werden. Ein direkter Zusammenhang zwischen Verfallung des Interngefüges und der Anlage der Hauptfoliation wird aufgrund einschchlussfreier Granatränder ausgeschlossen.

Verfaltete Interngefüge aus opaker Phase bzw. Chloritoid in Granat-Porphyroblasten von Granat-Muskovit-Chlorit-Schiefern und aus opaker Phase bzw. Rutil in Plagioklas-Porphyroblasten von Plagioklas-Porphyroblasten-Gneisen und Biotit-Muskovit-Schiefern der „Rittsteiger Bunten Gruppe“ belegen auch hier zwei in Bezug zur Scherung entlang der CBSZ vorangegangene Deformationsphasen. Die Anlage der Interngefüge (S_{M_1}) entspricht einer ersten (D_{M_1}), ihre Verfallung einer zweiten Deformationsphase (D_{M_2}), die beide vor der Anlage der CBSZ stattgefunden haben müssen, da auch hier einschlussfreie Porphyroblastenränder einen direkten Zusammenhang zwischen der Verfallung der Interngefüge und der Hauptfoliation ausschließen (s. Abb. 4c). Die etwa achsenebenenparallele Orientierung der Hauptfoliation in Bezug zur Faltung der Interngefüge deutet an, dass es sich bei der Anlage der Hauptfoliation möglicherweise um eine Reaktivierung eines älteren Flächensystems handelt. Über die Orientierung von S_{M_1} und die Kinematik von D_{M_1} und D_{M_2} kann keine eindeutige Aussage gemacht werden.

Eine früh gebildete metamorphe Foliation (S_{M_1}) liegt auch in den Epidot-Aktinolith-Schiefern der FBR verfalltet vor. Ihre Anlage (D_{M_1}) und Verfallung (D_{M_2}) repräsentiert die oben beschriebenen, der Scherung entlang der CBSZ vorangegangenen Deformationsphasen.

2.2.2. Bildung der Hauptfoliation durch abschiebende Bewegungen entlang der Zentralböhmischescherzone

Die durch nonkoaxiale Bewegungen entlang der CBSZ entstandene Foliation bildet in den Gesteinen des untersuchten Gebietes das dominante strukturelle Element. Eine Ausnahme stellen dabei die rigiden Metagabbros des NKC und die Epidot-Aktinolith-Schiefer der „Rittsteiger Bunten Gruppe“ dar.

Da die FBR nicht durchgängig orientiert abgeteuft wurde, konnte die Raumlage der Hauptfoliation z.T. nur extrapoliert werden. Die Bohrmeter 172–176 m wurden orientiert gekernt und weisen eine mit ca. 75° nach NW bis NNW einfallende Hauptfoliation auf. Diese Orientierung stimmt mit den Geländebefunden überein (Abb. 5 A,B). Für die Korrekturrechnung, die durch die Bohrlochabweichung notwendig war, wurde die Einfallrichtung der Hauptfoliation auf 340° festgelegt. Die Werte für die Einfallswinkel der Hauptfoliation schwanken nach der Korrekturrechnung zwischen 50 und 80° .

Die Einfallrichtung der Minerallinien der Paragneise im obersten und tiefsten Teil der Bohrung variieren zwischen NNW und N (Abb. 6 A,F). Hellglimmer, Biotit,

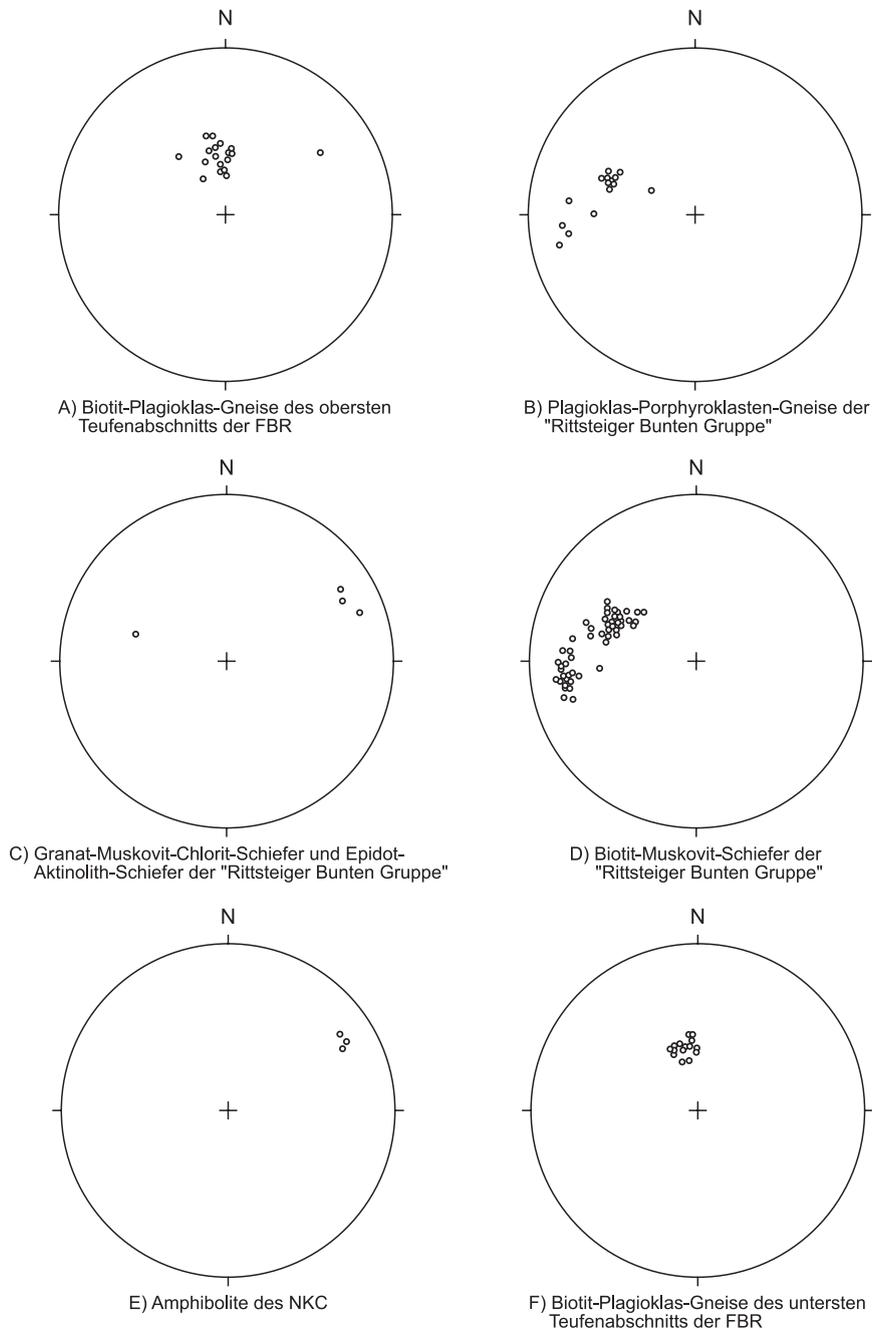


Abb. 6. Minerallineare auf der Hauptfoliation (CBSZ) in der FBR. Flächentreue Darstellung auf unterer Lagenkugel. Die Hauptfoliation wurde aufgrund der fehlenden durchgängigen Nordung der FBR nach der Referenzordnung (172–176 m) und den Daten aus dem Gelände auf die Einfallsrichtung 340° extrapoliert. Die Minerallineardaten stehen in Bezug zu dieser extrapolierten Einfallsrichtung.

Quarz und ummantelte Porphyroklasten bilden Minerallineare in den Biotit-Plagioklas-Gneisen. Die Amphibollineare der Amphibolite zeigen in Richtung NE (Abb. 6E). Die Minerallineare der Metabasite und ihrer Rahmengesteine manifestieren eine schwache (nach N) bis starke Schrägbewegung (nach NE, fast blattverschiebend) auf den nach NW bis NNW einfallenden Hauptfoliationsflächen.

In den Metasedimenten der „Rittsteiger Bunten Gruppe“ ist ein Minerallinear entwickelt, das hauptsächlich nach WNW bis NW einfällt und eine schwache Schrägbewegungskomponente auf den Hauptfoliationsflächen anzeigt (Abb. 6B,D). Eine weitere Linearorientierung zeigt nach W bis WSW. Sie dokumentiert auf nach NW bis NNW einfallenden Foliationsflächen nahezu eine Blattverschiebung. Biotit, Hellglimmer, Chlorit und Quarz in den Metasedimenten und Aktinolith und Epidot in den Grünschiefern sind an der Linearbildung beteiligt. Lediglich Granat-Muskovit-Chlorit- und Epidot-Aktinolith-Schiefer zeigen zudem ein nach ENE abtauchendes Minerallinear (Abb. 6C).

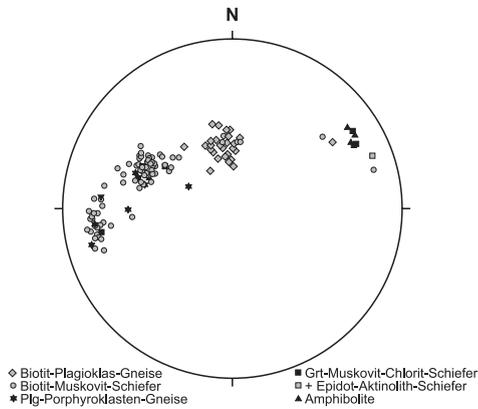
XY-Diagramme der Einfallswinkel von Flächen und Linearen (Abb. 7B) bieten eine Möglichkeit zur Darstellung der Beziehung Foliationsfläche/Minerallinear im Fall von nicht bekannten Fallazimuthen. Der Bereich oberhalb der Winkelhalbierenden im Diagramm ist nicht verwirklicht, da die Einfallswinkel der Minerallineare maximal die der dazugehörigen Foliationsfläche erreichen können. Ist dies der Fall, so liegen die Punkte im Diagramm auf der Winkelhalbierenden und dokumentieren eine Bewegung in Einfallrichtung der Foliationsfläche („dip-slip“). Liegen die Punkte der Wertepaare auf der X-Achse, verläuft das Minerallinear horizontal auf der Foliationsfläche („strike-slip“). Der Bereich zwischen Winkelhalbierender und X-Achse repräsentiert Schrägbewegungen („oblique-slip“).

In Abbildung 7C sind die an Bohrkernen gemessenen Einfallswinkel (Hauptfoliationsfläche/Minerallinear) dargestellt.

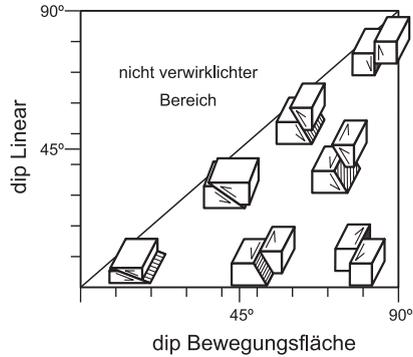
Es lassen sich nach der Lage der Wertepaare drei Bereiche untergliedern:

1. Wertepaare, die auf der Winkelhalbierenden liegen (Abb. 7D), manifestieren „dip-slip“-Bewegungen. Die Einfallswinkel der Foliation schwanken zwischen 50 und 75°, die der Minerallineare zwischen 45 und 75°. Beim Vergleich mit den in Abbildung 7A dargestellten Minerallinearen wird deutlich, dass „dip-slip“-Bewegungen vor allem in den Biotit-Plagioklas-Gneisen (NKC-Rahmengestein ?) im obersten und tiefsten Teil der Bohrung stattfanden. Geländeuntersuchungen belegen diese Bewegungsvektoren auch in Biotit-Plagioklas-Gneisen.
2. Wertepaare, die im Bereich schwacher Schrägbewegungen liegen (Abb. 7E), treten vorwiegend in Metasedimenten der "Rittsteiger Bunten Gruppe" auf. Die Minerallineare zeigen auf NW- bis NNW-einfallenden Foliationsflächen schwache Schrägbewegungen nach WNW bis NW (Abb. 7A). Auch diese Bewegungsvektoren sind kompatibel mit den Geländedaten.
3. Wertepaare, die im Bereich starker Schrägbewegungen (fast „strike-slip“) liegen (Abb. 7F).

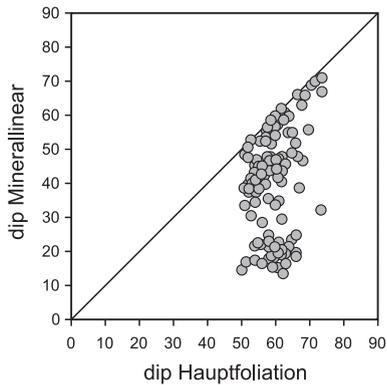
Bei der Festlegung des Schersinns ist eine gesonderte Betrachtung der verschiedenen Minerallinearorientierungen notwendig. Im Handstück konnte der Schersinn durch folgende Indikatoren abgeleitet werden (s. auch Tab. 1–4): (1) asymmetrisch ausgeschwänzte Granat- und Plagioklas-Porphyroklasten; (2) asymmetrische, z. T. wurzellose Isoklinalfalten (Schleppfalten); (3) Schleppung älterer metamorpher Foliationen



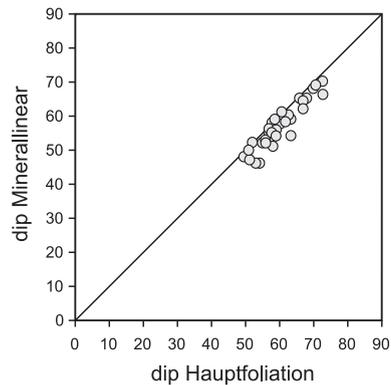
A) Minerallineare auf der Hauptfoliation (CBS) in der Forschungsbohrung Rittsteig



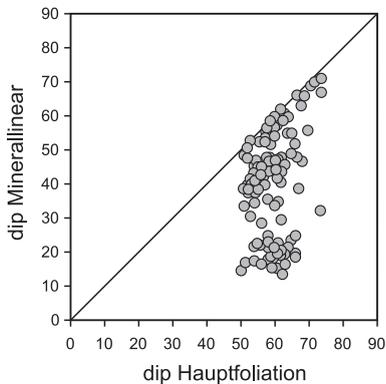
B)



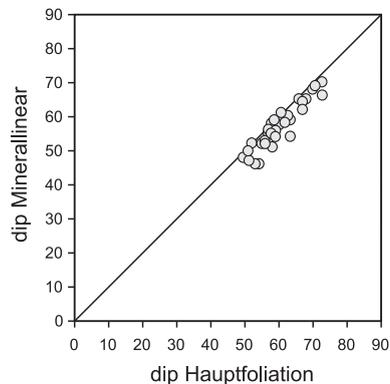
C) Einfallswinkel der Hauptfoliationsflächen (CBS) gegen den Einfallswinkel der dazugehörigen Minerallineare (gesamte FBR: 134 Wertepaare)



D) Einfallswinkel der Hauptfoliationsflächen gegen den Einfallswinkel der dazugehörigen Minerallineare ("dip-slip": 43 Wertepaare)



C) Einfallswinkel der Hauptfoliationsflächen (CBS) gegen den Einfallswinkel der dazugehörigen Minerallineare (gesamte FBR: 134 Wertepaare)



D) Einfallswinkel der Hauptfoliationsflächen gegen den Einfallswinkel der dazugehörigen Minerallineare ("dip-slip": 43 Wertepaare)

Abb. 7. Der Einfallswinkel der Hauptfoliationsflächen und der dazugehörigen Minerallineare aus der FBR im XY-Diagramm (für weitere Erläuterungen s. Text).

durch die Hauptfoliation (Metabasite des NKC, s. Abb. 8b, Epidot-Aktinolith-Schiefer der „Rittsteiger Bunten Gruppe“)

Folgende Scherkriterien treten im Dünnschliff auf: (1) ummantelte Porphyroklasten mit σ - und δ -Geometrie (Abb. 4c u. 8a); (2) Glimmerfische; (3) SC-Gefüge (Abb. 4f); (4) C'-Typ-Scherbänder (nach PASSCHIER & TROUW 1996); (5) „stair stepping“; (6) „bookshelf“-Strukturen in Plagioklas-Klasten von Metapegmatoidlagen (Abb. 4e).

Die Schersinnindikatoren der Biotit-Plagioklas-Gneise im obersten und untersten Teufenabschnitt definieren ausschließlich abschiebenden Bewegungssinn auf steil nach NNW fallenden Hauptfoliationsflächen. Die Plagioklas-Porphyroklasten-Gneise und Biotit-Muskovit-Schiefer der „Rittsteiger Bunten Gruppe“ zeigen sinistrale Schrägabschiebungen (Top-nach-NW bis -WNW).

Tabelle. 1: Strukturelle Daten der Biotit-Plagioklas-Gneise der FBR

Probe	Bohrmeter	extrapolierte Hauptfoliation	korrigiertes Minerallinear	Schnitt	Schersinn	Schersinnindikatoren
E41	13 m	~ 340/69	357/53	XZ	abschiebend	Sigma-Klasten, C'-Gefüge, Gl.-Fische
E20	16 m	~ 340/74	353/55	nur Handstück	?	
E21	20 m	~ 340/63	351/59	nur Handstück	?	
E42	31 m	~ 340/79	359/67	YZ	?	
E22	51 m	~ 340/81	003/68	XZ	abschiebend	Glimmerfische, „stair stepping“ d. Gl.
E03	67 m	~ 340/67	351/61	XZ	abschiebend	Sigma-Klasten, SC-Gefüge, Gl.-Fische
E43	68 m	~ 340/57	346/56	nur Handstück	?	
E01	76 m	~ 340/75	355/68	XZ	abschiebend	Granat-Sigma-Klasten
E02	77 m	~ 340/60	346/56	nur Handstück	?	
E45	108 m	~ 340/73	355/58	XZ	abschiebend	Sigma-Klasten, SC-Gefüge, Gl.-Fische
E60	540 m	~ 340/64	358/54	XZ	abschiebend	Sigma-Klasten, C'-Gefüge, Gl.-Fische
E61	555 m	~ 340/65	349/59	nur Handstück	abschiebend	Granat- u. Plagioklas-Sigma-Klasten
E62	566 m	~ 340/57	356/52	nur Handstück	abschiebend	Sigma-Klasten, Qz-Schleppfalten
E40	571 m	~ 340/69	357/61	XZ	abschiebend	Sigma-Klasten, „stair stepping“ d. Gl.
E63	577 m	~ 340/69	001/62	XZ	abschiebend	Sigma-Klasten, „stair stepping“ d. Gl.
E64	582 m	~ 340/68	351/58	XZ	abschiebend	Sigma-Klasten, SC-Gefüge, Gl.-Fische

Tab. 2: Strukturelle Daten der Biotit-Muskovit-Schiefer- und Plagioklas-Porphyrklasten-Gneise der FBR

Probe	Bohrmeter	extrapolierte Hauptfoliation	korrigiertes Minerallinear	Schnitt	Schersinn	Schersinn-indikatoren
E04	142 m	~ 340/67	311/48	XZ	abschiebend	Sigma- u. Delta-Kl., „stair stepping“ d. Gl.
E05	150 m	~ 340/71	306/47	XZ	abschiebend	Sigma- u. Delta-Kl., „stair stepping“ d. Gl. SC-Gef.
E06	163 m	~ 340/71	313/54	XZ	abschiebend	Sigma- u. Delta-Kl., „stair stepping“ d. Gl. SC-Gef.
E12	208 m	~ 340/63	298/45	nur	?	
E46	273 m	~ 340/54	302/31	nur Handstück	abschiebend	gestauchte und geschleppte Qz-Lagen
E17	285 m	~ 340/58	295/43	XZ	abschiebend	Plagioklas-Sigma- und Delta-Porphyrklasten
E27	353 m	~ 340/52	297/39	XZ	abschiebend	gestauchte und geschleppte Qz-Lagen
E50	405 m	~ 340/59	316/49	XZ	abschiebend	Plagioklas-Sigma-Klasten

Tab. 3: Strukturelle Daten aus zwei Plagioklas-Porphyrklasten-Gneis-Proben der FBR

Probe	Bohrmeter	extrapolierte Hauptfoliation	korrigiertes Minerallinear	Schnitt	Schersinn	Schersinn-indikatoren
E07	164 m	~ 340/54	277/08	YZ	?	
E32	396 m	~ 340/56	259/11	XZ	abschiebend	Granat-Sigma-Klasten, SC-Gefüge, Glimmerfische

Tab. 4: Strukturelle Daten aus Granat-Muskovit-Chlorit- und Epidot-Aktinolith-Schiefer-Proben der FBR

Probe	Bohrmeter	extrapolierte Hauptfoliation	korrigiertes Minerallinear	Schnitt	Schersinn	Schersinn-indikatoren
E11	194 m	~ 340/71	067/11	XZ	abschiebend	Granat-Sigma- und Delta-Klasten
E13	243 m	~ 340/64	011/51	nur Handstück	abschiebend	Granat-Sigma-Klasten geschleppte Qz-Lagen
E14	244 m	~ 340/64	062/13	XZ	abschiebend	Granat-Sigma-Klasten
E15	253 m	~ 340/65	057/12	XZ	abschiebend	Schleppung einer älteren metamorphen Foliation

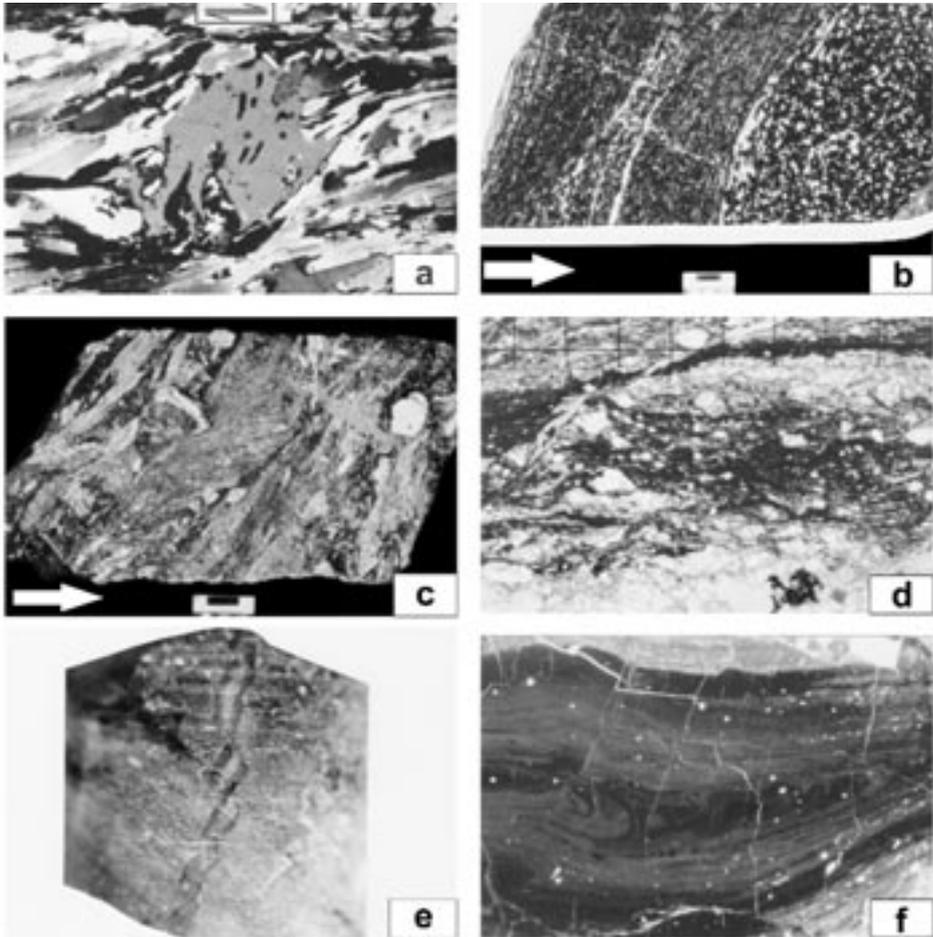


Abb. 8. (a) Von Biotit, Hellglimmer und Quarz ummantelter Plagioklas-Klast in einem Biotit-Plagioklas-Gneis der FBR: Die Hauptfoliation verläuft parallel zur langen Bildkante (lange Bildkante = ca. 1,5 mm, Schersinn im Foto dextral, im Bohrkern Top-nach-N abschiebend, gekreuzte Nicols, XZ-Schnitt, Probe E60: Teufe 450–451 m).

(b) Amphibolitfazielle Scherung führte zu Korngrößenreduktion des Metagabbros; Schleppung der schwach ausgeprägten Foliation im Metagabbro belegt abschiebenden Schersinn (Maßstabsbalken = 1 cm, weißer Pfeil zeigt Bohrfortschritt an, XZ-Schnitt, Probe E54: Teufe 494–495 m).

(c) Metasediment-Kataklasit der FBR: Eine kataklastische Foliation, nachgezeichnet durch Graphit, Chlorit und Kalzit, umfließt Quarz-Klasten und Gesteinsbruchstücke (Maßstabsbalken = 1 cm, weißer Pfeil zeigt Bohrfortschritt an, XZ-Schnitt, Probe E38: Teufe 465–466 m).

(d) Dünnschlifffoto eines graphitreichen Metasediment-Kataklasits aus der FBR: Im Zentrum des Fotos umfließt eine foliierte kataklastische Matrix Quarzklasten (Maßstab = 1 mm, die kataklastische Foliation verläuft ungefähr parallel zur langen Bildkante, gekreuzte Nicols, XZ-Schnitt, Probe E37B: Teufe 463–464 m).

(e) Metabasit-Kataklasit mit steilem, zoniertem Pseudotachylit, der aufschiebend versetzt wurde (lange Bildkante = ca. 10 cm, Probe E39: Teufe 466–467 m).

(f) Dünnschlifffoto eines Pseudotachylits; deutlich zu erkennen ist der symmetrische Aufbau des Gangs mit einem hellbraunen Rand (Abkühlungssaum) und einer aus dunklerem Material bestehenden Kernzone, die Fließfalten zeigt (Maßstab links am Rand = 1 mm, parallele Nicols, Probe E39: Teufe 466–467 m).

Granat-Muskovit-Chlorit-Schiefer und Epidot-Aktinolith-Schiefer bilden, indem sie vorwiegend Minerallinearorientierungen nach NE zeigen, eine Ausnahme innerhalb der „Rittsteiger Bunten Gruppe“. Besonders Granat-Muskovit-Chlorit-Schiefer mit ihrem ausgeprägten Granat-Porphyrklastensystem eignen sich zur Schersinndokumentation. Ummantelte Granate mit σ - und δ -Geometrie belegen Top-nach-NE abschiebenden Schersinn auf der Hauptfoliation (Abb. 4c).

Die vorwiegend asymmetrischen Gefügemerkmale in den Gesteinen der Bohrung markieren den Verformungstyp der CBSZ als vorwiegend Einfache Scherung. Innerhalb eines Dünnschliffs konnten Bereiche abgegrenzt werden, in denen der Grad der Verformung variiert, so dass von einer Verformungspartitionierung im mikroskopischen Bereich gesprochen werden kann. Oblate Verformungsgeometrien, die auf koaxiale Deformation hinweisen, treten ebenfalls auf (S>L-Tektonite). Ausnahmen bilden die Amphibolite des NKC und die Epidot-Aktinolith-Schiefer der „Rittsteiger Bunten Gruppe“, deren Mineralbestand (vorwiegend prismatische Minerale) für L>S-Tektonite nahezu prädestiniert ist.

2.2.3. Geothermobarometrie in bezug auf die Aktivitäten der Zentralböhmischescherzone

Um die metamorphen Bedingungen der duktilen Scherung (CBSZ) zu bestimmen, wurde aus Bohrtiefe 494,7 m ein Amphibolit-Mylonit mineralchemisch untersucht. Die Probe enthält Plagioklas, Hornblende, Titanit, Zoisit, Epidot, etwas Quarz und als Besonderheit Granat-Porphyrklasten. Der Granat gehört nicht zur Paragenese, die während der Mylonitisierung stabil war, denn er ist zerbrochen, und die einzelnen Bruchstücke sind parallel der Foliation gestreckt. An Einschlüssen enthält der Granat: Hornblende, Plagioklas, Epidot und Erz. Die chemische Zusammensetzung des Granats weist eine nur geringe Kern-Rand-Zonierung mit $\text{Alm}_{51} \text{Prp}_9 \text{Gr}_{34} \text{Adr}_3 \text{Sps}_3$ im Kern und $\text{Alm}_{50} \text{Prp}_9 \text{Gr}_{35} \text{Adr}_3 \text{Sps}_3$ am Rand auf.

Die Zusammensetzung der Matrix-Hornblende reicht von Ferro-Tschemakit bis Magnesian-Hornblende ($\text{Si} = 6.20\text{--}6.55$ Atome pro Formeleinheit; $X_{\text{Mg}} = \text{Mg}/$

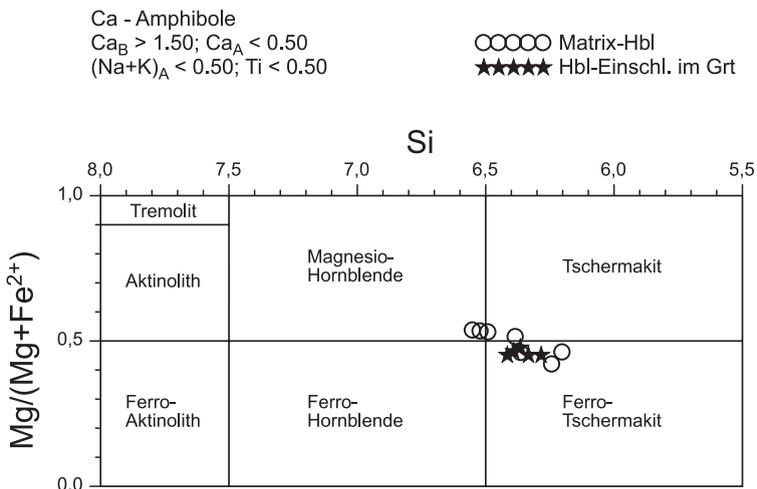


Abb. 9. Darstellung von untersuchten Amphibolen im Ca-Amphibol-Klassifikationsdiagramm. Die Amphibole stammen aus der mylonitischen Matrix (bezüglich der Hauptfoliation) und aus Granaten, die sie beim Wachstum eingeschlossen haben.

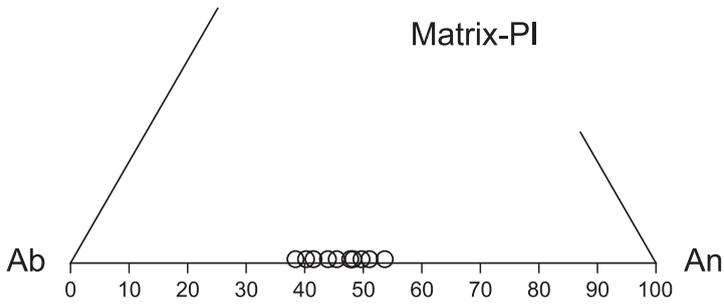


Abb. 10. Anorthitgehalte von Plagioklasen der mylonitischen Matrix in Bezug auf die Hauptfoliation.

($Mg+Fe^{2+}$) = 0.42–0.54; Abb. 9). Bei den Hornblende-Einschlüssen im Granat handelt es sich ebenfalls um Ferro-Tschermakit (Einschluss-Hornblende: $Si = 6.28–6.41$; $X_{Mg} = 0.45–0.47$). Insgesamt zeigt sich unter den Matrix-Hornblenden ein Trend zu steigenden Si- und Mg-Gehalten bei sinkenden Al-, Fe- und Alkali-Gehalten (Abb. 9), der durch die Rücksubstitution $AlAl \rightarrow MgSi$ gekennzeichnet ist.

Die Plagioklase weisen Anorthitgehalte zwischen An_{39} (Andesin) und An_{54} (Labradorit) auf (Abb. 10), wobei Plagioklas mit niedrigerem An-Gehalt ($An_{39–48}$) mit Magnesio-Hornblende oder Tschermakit und Plagioklas mit höherem An-Gehalt ($An_{46–54}$) mit Ferro-Tschermakit koexistiert. Der Vergleich koexistierender Hornblenden und Plagioklase zeigt (Abb. 11), dass kein vollständiges chemisches Gleichgewicht während der Mylonit-Bildung erreicht worden ist, und dass Minerale verschiedener Metamorphose-Stadien erhalten geblieben sind. Aufgrund der unvoll-

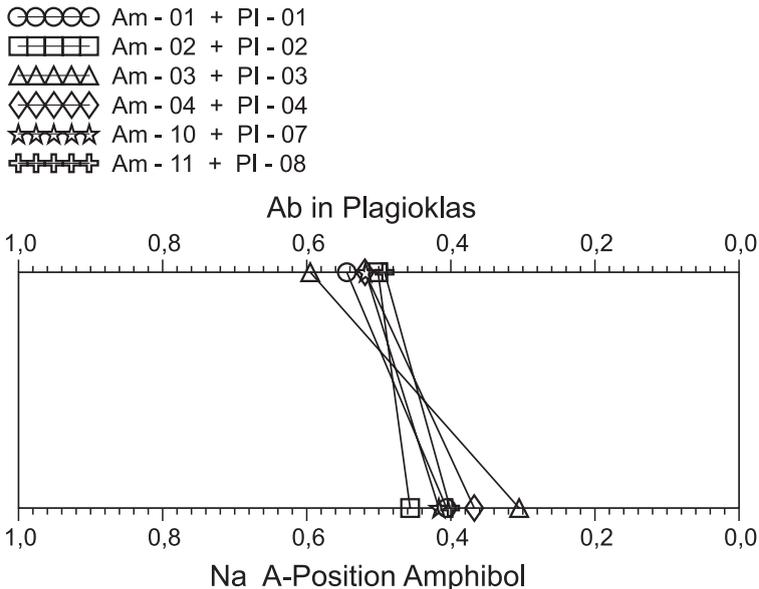


Abb.11. Vergleich der Hornblende-Plagioklas-Kontaktparagenesen des untersuchten Mylonits der Hauptfoliation. Teilweise überkreuzende Linien bedeuten unterschiedliche Gleichgewichtsbedingungen.

Tabelle. 5: Ergebnisse der Hornblende-Plagioklas-Geothermobarometrie nach PLYUSNINA (1982) = T1 + P; HOLLAND & BLUNDY (1994) = T2; Granat-Hornblende-Geothermometrie nach GRAHAM & POWELL (1984) = T3. Am = Amphibol, Pl = Plagioklas

Mineralpaare	T1 [°C]	P[kbar]	T2 [°C]
Am-01 + P1-01	600–610	4	660
Am-02 + P1-02	610	6	640
Am-03 + P1-03	570–580	5	630
Am-04 + P1-04	620	4	640
Am-10 + P1-07	620–630	4	660
Am-11 + P1-08	650	5	640
<hr/>			
Mineralpaare	T3 [°C]		
Granat-01 + Am-05	760		
Granat-01 + Am-07	790		
Granat-01 + Am-08	780		
Granat-01 + Am-09	750		

ständigen Äquilibrierung ergibt sich ein weites Temperatur- und Druckfeld von 570–660 °C und 4–6 kbar für die Bedingungen der Mylonitisierung (Tab. 5). Ähnliche mitteldruckmetamorphe Bedingungen wurden für die Bewegungen entlang der Westböhmischescherzone (WBSZ, s. Abb. 1) ermittelt (ZULAUF 1994; ZULAUF et al. 2002), welche sich im Hohen Bogen mit der CBSZ vereinigt (Hoher-Bogen-Scherzone, BUES et al. 1998). Die unterschiedlichen Ergebnisse der Geothermometrie nach PLYUSNINA (1982) und HOLLAND & BLUNDY (1994) liegen meist im Bereich der Fehlergrenzen von ± 40 °C und sind möglicherweise auf Ungenauigkeiten bei der Fe^{3+} -Berechnung im Falle des HOLLAND-BLUNDY-Thermometers zurückzuführen.

Die an Hornblende-Einschlüssen im Granat berechneten Werte ergeben wesentlich höhere Temperaturen von 750–790 °C (Tab. 5). Der Granat ist nur noch reliktsch erhalten, und die berechneten Temperaturen sind Hinweise auf ein früheres Metamorphose-Stadium unter höheren Bedingungen. Aus Oberflächenaufschlüssen ist bekannt, dass die Metamorphose der Metabasite im Raum Rittsteig-Hoher Bogen zum Teil bis zur unteren Granulitfazies reicht (BUES 1993). Ein präkinematisches Metamorphose-Stadium unter höheren Bedingungen ist deshalb auch für die untersuchte Mylonit-Probe wahrscheinlich. Die abschiebenden Bewegungen und die daraus resultierende Mylonitisierung erfolgten unter retrograden Metamorphose-Bedingungen. Chemische Analysen von Amphibol, Plagioklas und Granat der untersuchten Mylonit-Probe sind in den Tabellen 6 bis 8 aufgeführt.

2.2.4. Die Verfaltung der Hauptfoliation (D_{M4})

Die Hauptfoliation (S_{M3}) ist in den Metasedimenten der „Rittsteiger Buntengruppe“ bereichsweise verfaltet. Die Faltung reicht in den Bohrkernen von Knickfaltung und Flexuren (Initialstadium) bis zu asymmetrischer Verfaltung im dm-Maßstab um N- bis NE-einfallende steile (ca. 50°) Faltenachsen (s. auch SEIBERT 1991).

Tabelle. 6: Ca-Amphibol-Zusammensetzungen. Kontaktparagenesen mit Plagioklas: Am-01, -02, -03, -04, -10, -11; Einschlüsse im Granat: Am-05, -07, -08, -09. Ts = Tschermakit, FeTs = Ferro-Tschermakit, MgHbl = Magnesio-Hornblende

Min	Am-01	Am-02	Am-03	Am-04	Am-05	Am-07	Am-08	Am-09	Am-10	Am-11
SiO ₂	43,21	41,11	43,81	43,79	42,25	41,84	42,11	41,67	42,54	41,11
TiO ₂	0,82	0,36	0,98	0,74	0,75	0,81	0,88	0,72	0,86	0,54
Al ₂ O ₃	12,31	16,14	12,80	12,34	13,24	13,23	12,88	14,35	13,06	15,13
FeO*	17,24	17,80	16,67	16,76	19,42	19,97	19,55	19,28	19,48	19,40
MnO	0,23	0,18	0,18	0,16	0,11	0,20	0,27	0,27	0,14	0,24
MgO	9,43	7,55	9,44	9,60	8,10	7,64	7,74	7,52	7,83	6,88
CaO	11,44	11,25	11,49	11,53	11,33	11,44	11,38	11,45	11,47	11,42
Na ₂ O	1,68	1,91	1,38	1,54	1,69	1,64	1,38	1,68	1,70	1,65
K ₂ O	0,06	0,10	0,07	0,06	0,07	0,08	0,09	0,09	0,07	0,10
Cr ₂ O ₃	0,03	0,00	0,10	0,08	0,04	0,06	0,02	0,03	0,05	0,05
NiO	0,00	0,02	0,04	0,03	0,00	0,01	0,02	0,00	0,02	0,00
Σ	96,45	96,42	96,96	96,63	97,00	96,92	96,32	97,06	97,22	96,52
Si	6,491	6,200	6,516	6,545	6,362	6,331	6,392	6,281	6,411	6,241
Ti	0,093	0,041	0,110	0,084	0,085	0,092	0,100	0,082	0,098	0,062
Al	2,181	2,869	2,245	2,176	2,351	2,360	2,304	2,550	2,320	2,707
Fe ³⁺	0,316	0,276	0,266	0,262	0,425	0,446	0,445	0,373	0,306	0,330
Fe ²⁺	1,850	1,970	1,806	1,834	2,020	2,081	2,038	2,057	2,149	2,133
Mn	0,029	0,023	0,022	0,021	0,014	0,025	0,035	0,034	0,018	0,031
Mg	2,111	1,698	2,092	2,139	1,818	1,723	1,751	1,689	1,759	1,556
Ca	1,841	1,818	1,831	1,847	1,828	1,855	1,851	1,849	1,852	1,857
Na	0,489	0,558	0,399	0,446	0,494	0,482	0,407	0,491	0,496	0,485
K	0,011	0,020	0,013	0,011	0,013	0,015	0,018	0,018	0,013	0,020
Cr	0,004	0,000	0,013	0,009	0,005	0,007	0,002	0,004	0,005	0,005
Ni	0,000	0,003	0,004	0,004	0,000	0,001	0,003	0,000	0,003	0,000
Σ	15,416	15,476	15,317	15,378	15,415	15,418	15,346	15,428	15,430	15,427
X _{Mg}	0,533	0,463	0,537	0,538	0,474	0,453	0,462	0,451	0,450	0,422
Na ^A +K	0,416	0,476	0,317	0,378	0,415	0,418	0,346	0,428	0,430	0,427
Name	Ts	FeTs	MgHbl	MgHbl	FeTs	FeTs	FeTs	FeTs	FeTs	FeTs

In YZ-Schnitten von Glimmerschiefern ist die D_{M4}-Faltung mit einer Runzelschieferung assoziiert. Die Glimmerbögen der gerunzelten Hauptfoliation sind dabei kaum ausgeheilt, und eine Runzelschieferung wird nur durch wenige Glimmer angedeutet. In den Paragneisen der „Rittsteiger Bunten Gruppe“ ist die Faltung der Hauptfoliation eng und im cm-Maßstab entwickelt. In YZ-Schnitten zeigen die Falten häufig „s“-förmige Asymmetrie, und wenige Glimmer, die keine durchgängigen Bahnen bilden, deuten eine subparallel zur Hauptfoliation verlaufende weitständige Achsenebenenschieferung an.

2.2.5. Späte duktile und semiduktile Scherzonen, die jünger sind als die Anlage der Zentralböhmischescherzone

In den Gesteinen der Bohrung entwickelten sich nach der Anlage der Hauptfoliation weitere diskrete, steile bis subvertikale Scherzonen. Ihre Mächtigkeit liegt im mm- bis cm-Bereich. Sie zeigen bei N-Einfallen stetig abschiebenden Top-nach-N-Schersinn. Aufgrund fehlender Überschneidungsrelationen bleibt es offen, ob diese Scherzonen mit der Verfaltung der Hauptfoliation angelegt wurden oder nicht.

Tabelle. 7: Plagioklas-Zusammensetzungen im Falle von Kontaktparagenesen mit Ca-Amphibol der untersuchten mylonitischen Scherzone, die parallel der Hauptfoliation verläuft

Min	PI-01	PI-02	PI-03	PI-04	PI-07	PI-08
SiO ₂	56,84	55,47	57,67	55,64	55,79	55,12
TiO ₂	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
Al ₂ O ₃	28,18	28,74	27,29	28,52	28,42	28,89
FeO*	0,19	0,19	0,13	0,19	0,16	0,21
MnO	0,00	0,01	0,00	0,02	0,02	0,00
MgO	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01
CaO	9,31	10,14	8,21	9,71	9,78	10,33
Na ₂ O	6,14	5,65	6,69	5,80	5,78	5,47
K ₂ O	0,04	0,01	0,04	0,03	0,00	0,01
Σ	100,71	100,21	100,04	99,92	99,96	100,05
Si	2,534	2,491	2,580	2,503	2,510	2,482
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al	1,481	1,522	1,439	1,513	1,507	1,533
Fe ²⁺	0,007	0,007	0,005	0,007	0,006	0,008
Mn	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000
Mg	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001
Ca	0,445	0,488	0,394	0,468	0,471	0,498
Na	0,531	0,492	0,580	0,506	0,504	0,477
K	0,002	0,001	0,002	0,002	0,000	0,001
Σ	5,000	5,001	5,001	5,001	4,999	5,000
An	45,5	49,7	40,4	48,0	48,3	51,0
Ab	54,3	50,2	59,4	51,8	51,7	48,9
Or	0,2	0,1	0,2	0,2	0,0	0,1

In den rigiden Metabasiten sind die Scherzonen spröde bis semiduktile entwickelt, da die grünschieferfazialen retrograden Metamorphosebedingungen für eine kristallplastische Deformation der Hornblenden und Plagioklase nicht mehr ausreichen. Aufgrund der relativ niedrigen Temperaturen fehlt eine Mineralisation in den Scherzonen entweder komplett, oder es wuchsen Chlorit, Aktinolith, Epidot-Mineralien und Kalzit, die heute eine feinkörnige bis dichte Matrix bilden. In den quarz- und glimmerreichen Metasedimenten der „Rittsteiger Bunten Gruppe“ kam es während der Scherung zu kristallplastischer Verformung von Quarz, so dass hier duktile Bedingungen vorherrschten.

2.3. Spröde Strukturen

Spröde Strukturen spielen in der FBR eine bedeutende Rolle. Sie bilden komplexe Bruchsysteme und erscheinen in großer Anzahl (Abb. 3). Spätestens ab dem Einsetzen spröder Deformation haben die Gesteine der Bohrung eine gemeinsame geologische Geschichte erfahren.

Bei den Gesteinen der großen Störungszonen der FBR handelt es sich ausschließlich um kohäsive Kataklastite (Abb. 8c–f). Fehlende Überschneidungsrelationen und eindeutige Zeitmarken lassen die Aufstellung einer relativen zeitlichen Abfolge spröder Strukturen nur in begrenztem Maße zu.

Tabelle. 8: Granat-Zusammensetzungen: K = Granat-Kern; R = Granat-Rand

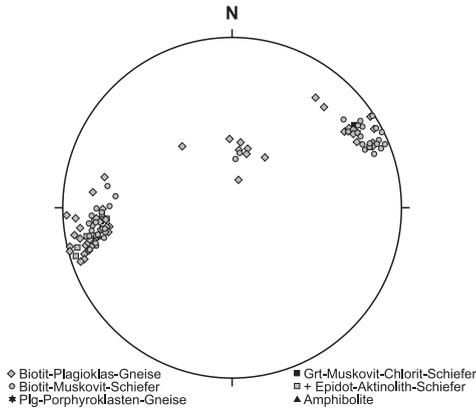
Min	Grt-01K	Grt-01R
SiO ₂	37,31	37,50
TiO ₂	0,02	0,05
Al ₂ O ₃	21,43	21,16
FeO*	24,31	23,75
MnO	1,29	1,26
MgO	2,22	2,23
CaO	13,18	13,68
Na ₂ O	0,00	0,00
K ₂ O	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,02	0,02
NiO	0,00	0,01
Σ	99,78	99,66
Si	2,942	2,958
Ti	0,001	0,003
Al	1,992	1,968
Fe ³⁺	0,064	0,070
Fe ²⁺	1,539	1,497
Mn	0,086	0,084
Mg	0,261	0,262
Ca	1,113	1,156
Na	0,000	0,000
K	0,000	0,000
Cr	0,001	0,001
Ni	0,000	0,000
Σ	7,999	7,999
Prp	8,7	8,7
Alm	51,3	50,0
Sps	2,9	2,8
Grs	33,9	35,0
Adr	3,2	3,5
X _{Mg}	0,145	0,149

2.3.1. Pseudotachylite in Metabasit-Kataklasiten

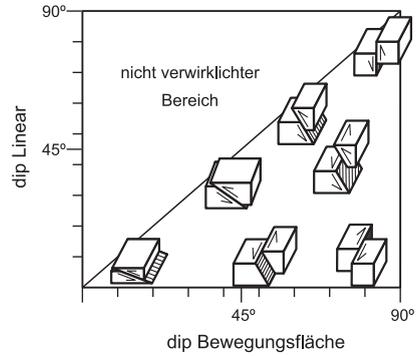
Ein brauner, steil stehender, 5 bis 7 mm-mächtiger Pseudotachylit (Abb. 8e,f) liegt innerhalb eines Metabasitkataklasits (Probe E39: Teufe 466-467 m) aus dem unteren Intervall der mächtigsten Kataklasezone der FBR. Der Pseudotachylit zeigt scharfe, gerade Grenzen zum Nebengestein. Im Durchlicht erscheint er dunkelbraun. Hellere abgeschreckte Ränder am Kontakt zum Nebengestein sowie ein lateraler farblicher Zonarbau und auffällige Fließfalten im Kern charakterisieren seinen symmetrischen Aufbau (Abb. 8F). Der Pseudotachylit wird von flachen, diskreten Aufschiebungen (Abb. 8e) versetzt, die wahrscheinlich mit der Anlage der großen Kataklasezone assoziiert sind.

2.3.2. Kataklastische Auf- und Überschiebungen

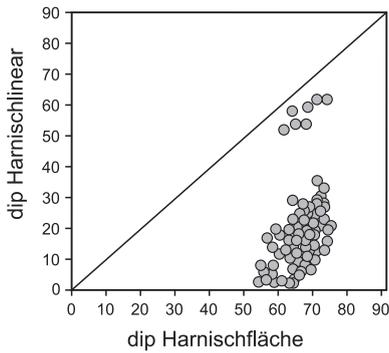
Die Kataklasite aus den oberen großen kataklastischen Scherzonen (132–142 m und 300–380m) entstanden durch spröde Reaktivierung der duktilen Hauptfoliation (NW bis NNW/50–80°). Nach den in Metabasiten spröde bis semiduktil entwickel-



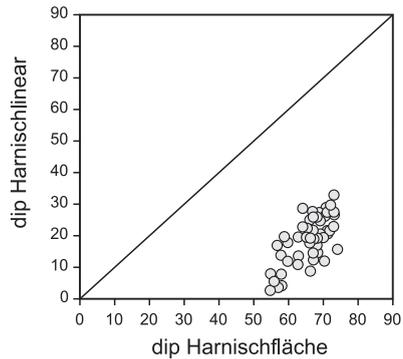
A) Harnischlineare auf hauptfoliationsparallelen Harnischflächen in der FBR



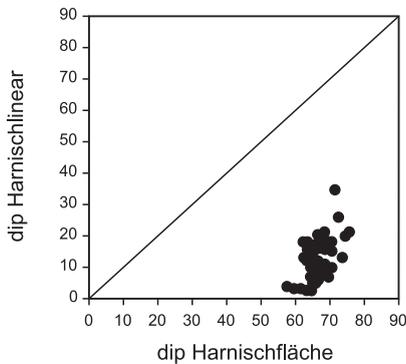
B)



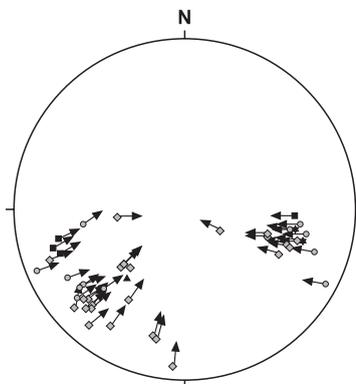
C) Einfallswinkel der foliationsparallelen Harnischflächen gegen die dazugehörigen Harnischlineare (gesamt: 103 Wertepaare)



D) Einfallswinkel der foliationsparallelen Harnischflächen gegen die dazugehörigen Harnischlineare (WSW: 58 Werte)



E) Einfallswinkel der foliationsparallelen Harnischflächen gegen die dazugehörigen Harnischlineare (ENE: 42 Werte)



F) Nicht hauptfoliationsparallele Harnischflächen mit Linearen in der FBR

Abb. 12. Harnischflächen und Harnischlineare in der FBR. Abb. A und F sind durch die Korrekturrechnung der gemessenen Daten um die Bohrlochabweichung entstanden und stehen in Bezug zu einer extrapolierten Einfallrichtung der hauptfoliationsparallelen Harnischflächen von 340°.

ten steilen, abschiebenden Scherzonen scheinen diese Aufschiebungen die ältesten spröden Gefüge zu repräsentieren. Charakteristische Merkmale der Kataklastite sind Abscheidung von Graphit, Chlorit und Serizit auf den Bewegungsflächen, bruchhafte Deformation von Plagioklas und Drucklösung der Quarze. Dynamische Rekristallisation von Quarz konnte nicht sicher der spröden Reaktivierung zugeordnet werden. Die Graphit- und Schichtsilikatanreicherung ließ die Bildung einer kataklastischen Folia-tion zu, die z.T. verfaltet ist. Der aufschiebende Schersinn der Kataklastenbahnen wird durch Abrisskanten auf mineralisierten Harnischflächen, Riedelscherflächen und „book-shelf“-Strukturen in Quarzlagen belegt. Die Bewegungsbahnen werden vor allem durch Graphitspiegelharnische repräsentiert. Chlorit als Harnischbelag nimmt eine untergeordnete Stellung ein.

Die Orientierung der Harnischlineare wirft Fragen auf. Sie ist nicht einheitlich, sondern in unterschiedliche Richtungen ausgeprägt (Abb. 12). Es sind mindestens zwei, wahrscheinlich drei zeitlich getrennte spröde Bewegungen auf reaktivierten Hauptfoliationsflächen abgelaufen (Abb. 12A). Die eine verlief in Richtung W, also fast blattverschiebend (aufschiebend dextral) auf NNW-einfallenden Harnischflächen. Eine andere Harnischlinearorientierung weist nach NE (auf NNW-einfallenden Harnischflächen sinistral aufschiebend). Eine dritte Bewegungsrichtung, nach N („dip-slip“), deutet sich nur durch wenige Daten an. Wie die unterschiedlichen Bewegungen zeitlich zueinander stehen, konnte nicht entschlüsselt werden.

In XY-Diagrammen (Abb. 12B-E) werden die starken Schrägbewegungskomponenten (nach W und NE) auf den Harnischflächen deutlich (Abb. 12C). „Dip-slip“-Bewegungen sind selten. Bei Separierung der Daten nach den Einfallrichtungen der Harnischlineare, W und NE, ergeben sich nahezu identische Diagramme (Abb. 12D und E), die den Harnischlinearhäufungen im SCHMIDT'schen Netz (Abb. 12A) entsprechen. Die spröde Reaktivierung der duktilen Hauptfoliation muss durch ein kompressives Spannungsfeld erzeugt worden sein, dessen Spannungsvektoren möglicherweise mehrfach ihre Richtung und Größe änderten.

Die große aufschiebende Kataklastenzone zwischen 452,5 und 470,7 m hat für die Großstruktur der Bohrung eine besondere Bedeutung. Sie trennt Metasedimente der „Rittsteiger Bunten Gruppe“, vor allem Biotit-Muskovit-Schiefer, und Metabasite des NKC. Die unterschiedliche Wirkung auf die verschiedenen Gesteine äußert sich folgendermaßen:

In den stark graphitisierten Kataklastiten fällt die kataklastische Folia-tion mit Graphitbelag mit ca. 70° ein. Bei der Korrektur um die Bohrlochneigung bei Bohrmeter 450 m (ca. 40°) ergeben sich Einfallswerte um 30° für die Folia-tion der Kataklastite (Überschiebung). Es handelt sich also wahrscheinlich um eine flache kataklastische Scherbahn. Graphitspiegelharnische sind innerhalb der Scherzone weit verbreitet. Retrograde Mineralumwandlung und kataklastische Zerschierung wirkten so durchgreifend, dass Bruchstücke aus dem Nebengestein kaum noch zu erkennen sind. Da die Quarze der Kataklastite Risse zeigen und z.T. rekristallisiert sind, können Temperaturen im spröde-duktilen Übergangsbereich angenommen werden.

Die metamorphen Bedingungen während der Kataklasten der Metabasite fallen aufgrund der neugebildeten Minerale (Aktinolith, Epidot, Prehnit, Chlorit, Kalzit) in die Prehnit-Aktinolith-Fazies und zeigen damit $T = 240\text{--}350\text{ }^{\circ}\text{C}$ an (LIU et al. 1987). Dieses T-Intervall wurde auch von ZULAUF (1990) für spätvariscische aufschiebende spröde Scherzonen in der KTB abgeschätzt.

Ein kritischer Punkt ist die Orientierung der beschriebenen Kataklastenzone. Beim Ziehen der Bohrkerne sind die Gesteine meist durchweg zerbrochen, so dass Grenzflächen zum unbeeinflussten Nebengestein nicht eingemessen werden konnten. Die Gesteine unterhalb der beschriebenen Kataklastenzone gehören zum NKC und damit zum TB. Eine derartige Anordnung im Bohrprofil kann nach geometrischen Gesichtspunkten nur durch eine ungefähr S-fallende Kataklastenzone erreicht werden, welche die Grenze Teplá-Barrandium/Moldanubikum, d.h. die CBSZ aufschließend versetzt.

2.3.3. Subvertikale Extensionsrisse

Steile bis subvertikale, mit Kalzit mineralisierte Extensionsrisse fallen besonders in den Metabasiten des NKC auf. Bei Mächtigkeiten von bis zu ca. 2 mm erstrecken sie sich über wenige Zentimeter. Sie werden z.T. von abschiebenden nicht hauptfoliationsparallelen kataklastischen Scherzonen versetzt.

2.3.4. Nicht hauptfoliationsparallele kataklastische Abschiebungen

In der Bohrung ist weiterhin ein kataklastisches Scherzonensystem mit abschiebendem Bewegungssinn entwickelt (Abb. 12F). Es wurde von einem Spannungsfeld erzeugt, das für eine erneute Reaktivierung der Hauptfoliationsflächen eher ungünstig war. Die Scherzonen erreichen selten Mächtigkeiten $>0,5$ cm. Vor allem Kalzit und Chlorit bilden die Mineralisation der Brüche.

Eine der Flächenscharen fällt steil nach NE ein. Assoziierte Harnischlineare zeigen schwache Schrägbewegungen nach NE bis ENE an. Eine weitere Flächenschar fällt steil nach W bis WNW. Die dazugehörigen Harnischlineare zeigen in Richtung W (schwache Schrägbewegungskomponente). Zur Bestimmung des Schersinns dienen mineralisierte Abrißkanten auf Harnischflächen und versetzte Marker wie subvertikale Kalzitrinne. Häufig zeigen sich auch steile E-abschiebende, S-abschiebende, SE-abschiebende und N-abschiebende kataklastische Scherzonen im mm- bis cm-Bereich. Ihr Versatzbetrag liegt ebenfalls in diesem Größenbereich. Es ist nicht möglich, diese Flächen relativ zeitlich einzuordnen, da Überschneidungsbeziehungen fehlen; die Vielfalt der Orientierungen macht die Komplexität der spröden Deformation deutlich.

2.3.5. Subhorizontale Scherrisse

Flach einfallende bis subhorizontale Scherrisse bilden ein junges, sprödes Deformationselement. Sie schneiden die hauptfoliationsparallelen kataklastischen Scherzonen. Auf flachen, N- bis W-gerichteten Flächen können aufschließende Bewegungen (nahezu „dip-slip“) im mm- bis cm-Bereich beobachtet werden. Es handelt sich wahrscheinlich um konjugierte Systeme.

3. Diskussion

Der Intrusionsrahmen für die kambrischen oder jüngeren Plutonite des NKC ist vermutlich weitgehend aus oberproterozoischen Sedimenten und Vulkaniten der Kralupy-Zbraslav-Gruppe hervorgegangen. Es stellt sich zunächst die Frage, ob im untersuchten Gebiet metamorphe Produkte dieser Ausgangsgesteine vorhanden sind und als solche identifiziert werden können. Hierfür in Frage kommende Gesteine umfassen die Biotit-Plagioklas-Gneise mit Amphiboliteinlagerungen und die feinkörnigen Amphibolite (Hornfelse). Die Biotit-Plagioklas-Gneise im tiefsten Abschnitt der FBR

gehören sicher zum Intrusionsrahmen des NKC, da ein echter Intrusionskontakt (Granat-Biotitite) vorzuliegen scheint.

Ein anhand von U-Pb-Zirkondatierungen ermitteltes oberdevonisches Intrusionsalter (359 ± 2 Ma, BUES et al. 2002) stellt speziell für die Teufelsberg-Diorite die bisher angenommene Intrusion im Kambrium in Frage, wodurch auch für die kontaktmetamorphen Strukturen zumindest teilweise ein oberdevonisches Bildungsalter angenommen werden muss. Besonderes Augenmerk richtet sich dabei auf die feinkörnigen Amphibolite.

Aufgrund der neuen Datierungen ist die Frage nach dem Edukt der feinkörnigen Amphibolite von besonderem Interesse, da nicht mehr eindeutig feststeht, ob es sich bei den kontaktmetamorph umgewandelten Gesteinen um oberproterozoische Metavulkanite der Kralupy-Zbraslav-Gruppe oder um kambrisch intrudierte Gabbros handelt.

Auch die Amphibolite des Kámeňak können nicht eindeutig als metamorphe Produkte basischer Plutonite des NKC angesehen werden. Es bestünde immerhin die Möglichkeit, dass es sich um metamorphe Äquivalente oberproterozoischer basischer Metavulkanite der Kralupy-Zbraslav-Gruppe handelt. Allerdings sprechen einige Argumente für eine Abstammung der Kámeňak-Amphibolite von den Intrusivgesteinen des NKC:

- Kámeňak-Amphibolite entsprechen in Mineralbestand und Gefüge den klein- bis mittelkörnigen Scherzonenamphiboliten der FBR, deren genetische Herkunft durch die Zerschierung von Metagabbros gesichert ist.
- Feinkörnige Amphibolite und Biotit-Plagioklas-Gneise bilden Linsen in den Kámeňak-Amphiboliten, die als Xenolithe interpretiert werden können.
- Kontaktmetamorphe Relikte, die bei einer Zugehörigkeit zum Rahmengestein vorhanden sein müßten, konnten nicht beobachtet werden, obwohl Teufelsberg-Diorite und Kámeňak-Amphibolite im untersuchten Gebiet in direktem Kontakt stehen.

Die metamorphe Abstammung der Kámeňak-Amphibolite von basischen Plutoniten des NKC ist somit sehr wahrscheinlich; im folgenden muss allerdings noch diskutiert werden, wie Kámeňak-Amphibolite und Teufelsberg-Diorite zeitlich zueinander stehen.

VEJNAR (1961), BLÜMEL (1972) und BABŮREK (1994) interpretieren den nördlichen Teil des Künischen Gebirges („Rittsteiger Bunte Gruppe“) als metamorphe Produkte einer Wechselfolge von Tonschiefern (phyllonitische Glimmerschiefer), Grauwacken (Plagioklas-Porphyrklasten-Gneise) und Sandsteinen (Quarzite). Dazu kommen basische Metavulkanite (Grünschiefer) und Marmore (Kalksteine). Eine wichtige Frage bei der Betrachtung moldanubischer (s. str.) Ausgangsgesteine im Arbeitsgebiet bildet ihr Sedimentationsalter. Das von REITZ (1992) anhand von Mikrosporen datierte silurische Sedimentationsalter an einem Zweiglimmerschiefer aus der Nähe von Rittsteig deutet zumindest teilweise ein paläozoisches Eduktalter an. Cadomische Deformations- und Metamorphosestrukturen sollten hier demnach nicht zu erwarten sein.

Im Arbeitsgebiet konnten die festgestellten Deformationsstrukturen nicht eindeutig cadomischen Deformationsphasen zugeordnet werden. Eine vollständige Überprägung cadomischer Strukturen ist zu erwarten, da die Gesteine (1) im Arbeitsgebiet intensiv an der CBSZ zerschert wurden und (2) eine ältere variscische Deformationsphase im Rahmen der Krustenstapelung erlitten haben sollten. Diese Erwartung

bestätigte sich in feinkörnigen Amphiboliten und Biotit-Plagioklas-Gneisen aus Oberflächenaufschlüssen und der FBR, die potentiell dem cadomischen Basement angehören, in das die basischen bis intermediären Plutonite des NKC intrudierten. Auch in den Metabasiten selbst konnten keine reliktschen Strukturen einer synintrusiven spätcadomischen Zerschierung eindeutig festgemacht werden.

Hinweise auf cadomische Deformation liefern möglicherweise die Granat-Biotitite (Kontaktschiefer) am Kontakt NKC/Biotit-Plagioklas-Gneis in der FBR. Entscheidend ist die zeitliche Einordnung der Kontaktmetamorphose. Handelt es sich bei den Flüssigkeitseinschlüssen in den Granaträndern um (kambrische) kontaktmetamorphe Bildungen, müssen Anlage und Faltung der Interngefüge cadomischen Deformationsphasen zugeordnet werden. Auch ZULAUF (1997, 2001) beschreibt aus Teplá- und Domažlice-Kristallin zwei cadomische Deformationsphasen, die er mit Krustenstapelung in Beziehung setzt. Eine Mineralparagenese aus Biotit, Granat, Plagioklas, Staurolith und Rutil als Einschlüsse in Granat- und Plagioklas-Porphyrklasten der Granat-Biotitite passt ebenfalls zu einer von VEJNAR (1982) beschriebenen cadomischen Barrow-Metamorphose, die unlängst mit ca. 540 Ma datiert wurde (U-Pb-Th an Monazit; ZULAUF et al. 1999).

Im Unterkambrium intrudierten die meisten Plutone des NKC, wie umfangreiche Datierungen an Gesteinen des NKC ergeben haben (z.B. ZULAUF et al. 1997; DÖRR et al. 2002). In der FBR gehören die Metagabbros und Amphibolite mit großer Wahrscheinlichkeit in den Rahmen dieses Intrusionszyklus. Die Kámeňak-Amphibolite stellen potentiell kambrisch intrudierte basische Plutonite dar. Die Metagabbros zeigen an Deformationsstrukturen nur eine schwache Mineralregelung aus grünen Hornblenden, die in ihrer Orientierung mit in Bezug zur Scherung an der CBSZ älteren Deformationsstrukturen in Kámeňak-Amphiboliten und Teufelsberg-Metadioriten übereinstimmen. Diese Strukturen wurden mit Sicherheit durch variszische Bewegungen erzeugt. Synintrusive cadomische Deformationsstrukturen konnten nicht beobachtet werden, so dass sich die Frage stellt, ob die Metagabbros überhaupt von spätcadomischer Zerschierung betroffen wurden. In den Amphiboliten des Kámeňak muss von einer penetrativen variszischen Überprägung möglicher spätcadomischer Deformationsstrukturen ausgegangen werden.

W-einfallende Scherzonen in oberdevonischen Teufelsberg-Dioriten können mit einer in Bezug zur Scherung entlang der CBSZ älteren metamorphen Foliation in Kámeňak-Amphiboliten und der Mineralregelung in Metagabbros der FBR korreliert werden; sie könnten die variszische Konvergenz reflektieren, da sie noch vor der Anlage der CBSZ entstanden sein müssen.

Die Möglichkeit magmatischer Aktivität und Kontaktmetamorphose an der Grenze Devon/Karbon eröffnet für die geologische Geschichte des Rittsteiger Kristallins neue Perspektiven. Die kontaktmetamorphen Gesteine des Kartiergebiets, vor allem die feinkörnigen Amphibolite, sind eventuell das Resultat der Dioritintrusion (Kristallisationstemperaturen von 740–880 °C, BUES 1992), zumal sie in direkter Nachbarschaft der Teufelsberg-Diorite auftreten.

Die Zuordnung der im Arbeitsgebiet entwickelten Prä-CBSZ-Deformationsstrukturen zum variszischen orogenen Zyklus wird im folgenden begründet. Dezimeter- bis Metermächtige duktile Scherzonen in Teufelsberg-Dioriten (mittelsteil nach W bis SW einfallend), eine Mineralregelung in Metagabbros der FBR (mittelsteil nach SW einfallend) und eine ältere metamorphe Foliation in Kámeňak-Amphiboliten (steil nach W

bis WNW einfallend) zeigen ähnliche Orientierungen, so dass ihre gemeinsame Entstehung plausibel erscheint (D_{T3} ?). Dafür spricht auch die in allen drei Gesteinstypen ähnlich diskrete Ausbildung der Deformationsstrukturen. Es kann nicht ausgeschlossen werden, dass es sich bei den beschriebenen Deformationsstrukturen um das Resultat kompressiver Bewegungen handelt, verbunden mit variszischer Krustenstapelung.

In den Gesteinen der „Rittsteiger Bunten Gruppe“ werden in Bezug zur Scherung entlang der CBSZ ältere Deformationsstrukturen durch Interngefüge in Granat- und Plagioklas-Porphyrklasten repräsentiert (D_{M1} und D_{M2}). Ähnliche Strukturen werden von anderen Autoren aus verschiedenen Bereichen des Moldanubikums s. str. beschrieben (z. B. aus der direkten Nachbarschaft des Arbeitsgebiets, SEIBERT 1991, aus dem Bereich des Hohen Bogens, PAULI 1991 und BUES et al. 1998, aus dem Oberpfälzer Wald, TANNER & BEHRMANN 1995, aus dem Grenzbereich Moldanubikum/Saxothuringikum in NE-Bayern, STEIN 1988). Einstimmig ist die Meinung, dass es sich um variszisch angelegte Strukturen handelt. Die verfalteten Interngefüge zeigen sehr häufig Faltenachsebenen, die ungefähr parallel zur übergeordneten Hauptfoliation orientiert sind. Einschlussfreie Porphyroklastenränder schließen aus, bei der Hauptfoliation handele es sich um eine Achsenebenenschieferung. Eine mögliche Deutung dieser Geometrie ist, dass die Scherung entlang der CBSZ eine präexistierende metamorphe Foliation reaktivierte. Zu dieser Deutung passen die Beobachtungen von PAULI (1991) und SEIBERT (1991), die auf hauptfoliationsparallelen Schieferungsflächen sowohl in Gesteinen der „Rittsteiger Bunten Gruppe“ als auch im NKC S- bis SW-polare aufschiebende Bewegungen erkannt haben. Diese variszische Deformationsphase ging möglicherweise, getrennt durch das Wachstum der einschlussfreien Porphyroklastenränder, der Anlage der CBSZ voraus.

Es ist ebenfalls fraglich, wann und wodurch es zur Anlage der internen metamorphen Foliation in Porphyroklasten kam. BEHRMANN & TANNER (1997) halten Anlage (D_1) und Verfaltung (D_2) von Einschlussgefügen nicht für karbonisch. TANNER et al. (1993) geben für Einschlussgefüge von zonierten Granaten moldanubischer Metasedimente aus der Gegend um Waldmünchen Bildungsbedingungen von 500–600 °C und 7–8 kbar an, wobei unklar ist, ob sich diese Bedingungen auf die Anlage oder Verfaltung der Gefüge beziehen. Diese Angabe erinnert an die mitteldruckmetamorphe, amphibolitfazielle Prägung der Gesteine des Domažlice- und Teplá-Kristallins und eröffnet die Möglichkeit einer Korrelation. Die Interngefüge in Granat- und Plagioklas-Porphyrklasten werden im Untersuchungsgebiet durch Chloritoid und opake Phase (in Granat) bzw. opake Phase, Serizit und Rutil (in Plagioklas) gebildet. Sie weisen eher auf niedriger temperierte mitteldruckmetamorphe Bedingungen hin.

Die Auswirkungen der Zerschering entlang der CBSZ zeigen sich nahezu im gesamten Untersuchungsgebiet. Die meisten der von verschiedenen Autoren (SCHEUVENS et al. 1995; BUES et al. 1998; SCHEUVENS 1998) beschriebenen Charakteristika der CBSZ konnten in der FBR und deren Umgebung bestätigt werden. Allerdings gibt es einige Diskussionspunkte:

Verschiedene Minerallinearorientierungen bei konstant abschiebendem bis stark schrägabschiebendem Schersinn entlang der CBSZ geben Anlass zu der Annahme, dass meherere Bewegungsphasen in einem jeweils extensionalen, mit gravitativem Kollaps assoziierten Deformationsregime abliefen. Möglicherweise änderten sich Orientierung und Betrag der Spannungsvektoren beim Kollaps mehrmals. Dazu passen auch die Angaben von ZULAUF et al. (1998), dass die Bewegungen entlang der CBSZ über einen längeren Zeitraum (> 340 Ma bis ca. 320 Ma) aktiv waren. Die unter-

schiedlichen Minerallinearorientierungen durch eine nachträgliche Faltung zu erklären, scheidet daran, dass im teplá-barrandischen Teil des Arbeitsgebiets keine nachträglichen Faltenstrukturen festgestellt werden konnten; abgesehen davon müßte aus der Faltung eine deutliche Verstellung der Hauptfoliation resultieren, die in großem Ausmaß im untersuchten Gebiet nicht beobachtet wird.

Die ermittelten Metamorphosebedingungen, unter denen die Scherung entlang der CBSZ abliefen ($T = 570\text{--}660\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 4\text{--}6\text{ kbar}$), stehen in Einklang mit bisher existierenden Daten (s. ZULAUF 1994, SCHEUVENS 1998). SCHEUVENS (1998) stuft die für das Moldanubikum typische HT-LP-Metamorphose im Nordsegment der Královský hvozd-Einheit, zu dem auch das Untersuchungsgebiet dieser Arbeit gehört, als nicht nachweisbar ein. So ist auch besonders zu erwähnen, dass beschränkt auf das Arbeitsgebiet nicht von einem „Einsinken relativ kälterer teplá-barrandischer Gesteine in heißere moldanubische“ gesprochen werden kann (z. B. ZULAUF 1997), da die südlichen Teile des NKC und seines Intrusionsrahmens syntektonisch einen höheren Metamorphosegrad aufweisen (z. T. über $700\text{ }^{\circ}\text{C}$, SCHEUVENS 1998) als die südsüdöstlich angrenzenden Metasedimente der „Rittsteiger Bunten Gruppe“, die zwischen Klatovy und dem Hohen Bogen keine höheren Temperaturen als $600\text{ }^{\circ}\text{C}$ erfahren haben (SCHEUVENS 1998).

In steil nach N-einfallenden, duktil (Metasedimente der „Rittsteiger Bunten Gruppe“) bis spröde (Metabasite des NKC) entwickelten, diskreten, abschiebenden post-CBSZ-Scherzonen spiegelt sich erneut ein Rheologiekontrast wider. Da Überschneidungsrelationen zwischen Verfaltung der Hauptfoliation und Anlage der Scherzonen fehlen, kann keine Aussage über ihre zeitliche Stellung zueinander gemacht werden. Die ähnlichen Metamorphosebedingungen weisen allerdings darauf hin, dass die Abfolge ihrer Entstehung relativ nah beieinander liegen sollte. Der unterschiedliche Ausprägungsgrad der Scherzonen in den verschiedenen kompetenten Gesteinen des Arbeitsgebiets belegt, dass die metamorphen Bedingungen bei ihrer Anlage für den teplá-barrandischen und moldanubischen (s. str.) Teil des Arbeitsgebiets in etwa gleich waren, d. h. grünschieferfaziell.

Die durchweg spröde Deformation der untersuchten Gesteine betrifft die nun aneinandergrenzenden Krustenblöcke TB und MOLD in gleichem Maße. Als erste spröde Deformationsphase fand wahrscheinlich spätvariszisch eine aufschiebende bis schrägaufschiebende Reaktivierung der CBSZ-Mylonite statt. Verschiedene Harnischlinearorientierungen deuten an, dass sich das Spannungsfeld bei der spröden Reaktivierung mehrmals änderte. Folgende Einengungsrichtungen lassen sich aus den Harnischlinearorientierungen der hauptfoliationsparallelen spröden Scherzonen der FBR ableiten:

- NNW-SSE-Kompression führte zur Entstehung der relativ seltenen „dip-slip“-Harnischlineare
- NE-SW-Kompression führte zur Anlage der nach NE einfallenden Harnischlineare auf NNW-einfallenden, sinistralen, schrägaufschiebenden Scherflächen
- E-W-Kompression führte zur Anlage der nach W einfallenden Harnischlineare auf NNW-einfallenden, dextralen, schrägaufschiebenden Scherflächen

Die in der FBR entwickelten spröden hauptfoliationsparallelen Scherzonen stehen in Einklang mit Ergebnissen aus dem W-Teil des TB und der nördlichen Oberpfalz. Spätvariszische spröde Bewegungsbahnen wurden hier im Rahmen von oberkarbonischer oder permischer NE-SW-Kompression angelegt (ZULAUF 1990, 1997).

Die P-T-Bedingungen bei der Anlage der vorwiegend graphitisierten Scherzonen lagen vermutlich nicht weit entfernt vom Übergang spröd/duktile in Bezug auf Quarz-Feldspat-Gesteine. Dafür sprechen die hohe Fluidmobilität bei der Scherung, die vermutlich auch zur Graphitisierung geführt hat (s. ZULAUF et al. 1999a), und die teilweise noch kristallplastische Reaktion von Quarz in den Kataklastiten. Die erste große kataklastische Scherzone zwischen 130 und 140 m entspricht diesen Charakteristika und wird als reaktivierter Kontakt zwischen teplá-barrandischen und moldanubischen Gesteinen interpretiert.

Die ca. 20 m mächtige aufschiebende Kataklastenzone im unteren Teufenbereich der Bohrung führte dazu, dass unter den Metasedimenten der Rittsteiger Bunten Gruppe wiederum Metabasite des NKC folgen. Diese prominente Zone muss aus den o.g. Gründen flach bis mittelsteil nach S einfallen.

Die nachfolgenden spröden Deformationsstrukturen (steile bis subvertikale, mit Kalzit verfüllte Risse, spröde kaum mineralisierte Schrägabschiebungen und flache bis subhorizontale Risse) repräsentieren wahrscheinlich die postvariszische Deformationsgeschichte, wobei die kompressiven Strukturen eventuell auf die Fernwirkung des Alpen-Karpaten-Orogens zurückgeführt werden können.

Danksagung: Die Autoren bedanken sich vielmals bei Herrn Dr. Z. VEJNAR für die Einführung in die geologischen Verhältnisse auf tschechischer Seite. Die Untersuchungen wurden freundlicherweise durch eine Sachbeihilfe der Deutschen Forschungsgemeinschaft unterstützt (Zu 73/3).

4. Literatur

- ARTMANN, E. (1999): Die geologische Entwicklung der Zentralböhmischen Scherzone zwischen Sv. Kateřina (Tschechische Republik) und Rittsteig (NE-Bayern) unter besonderer Berücksichtigung der Forschungsbohrung Rittsteig. – Dipl.-Arb. Univ. Frankfurt a.M.:190 S., Frankfurt a.M.
- BABŮREK, J. (1994): Determination of the metamorphic grade in the roof of the Moldanubian – Královský Hvozď. – Z. geol. Wiss., **22** (5): 527–536, Berlin.
- BEHRMANN, J. H., TANNER, D. C. (1997): Carboniferous tectonics of the Variscan basement collage in eastern Bavaria and western Bohemia. – Geol. Rdsch., **86/2**: 15–27, Berlin-Heidelberg.
- BLÜMEL, P. (1972): Die Analyse von Kristallisation und Deformation einer metamorphen Zonenfolge im Moldanubikum von Lam – Bodenmais, E-Bayern. – N. Jb. Mineral. Abh., **118**: 74–96, Stuttgart.
- BLÜMEL, P. (1990): The Moldanubian region in Bavaria. – Field guide Bohemian Massif, Int. Conf. Pal. Orogens Centr. Europe, Göttingen-Gießen, 1990, 143–179, Göttingen-Gießen.
- BUES, C. C. (1992): Geologie, Petrographie und Mineralchemie der Gabbroamphibolitmasse von Neukirchen bei Hl. Blut (Nordostbayern). – Unveröff. Diss., LMU München: 151S., München.
- BUES, C. (1993): Mineralchemie und Geothermobarometrie der Intrusivgesteine der Gabbroamphibolitmasse von Neukirchen b. Hl. Blut (Nordostbayern). – Geologica Bavarica, **98**: 119–151, München.
- BUES, C. C., BEHRMANN, J., FRANKE, W., PAULI, C., SEIBERT, J. & ZULAUF, G. (1998): Strukturentwicklung und Kinematik der Metabasite und Metapelite im Grenzbereich Teplá-Barandium – Moldanubikum im Raum Hoher Bogen – Rittsteig (NE Bayern). – Z. dt. Geol. Ges., **149**: 329–346, Hannover.

- BUES, C., DÖRR, W., FIALA, J., VEJNAR, Z. & ZULAUF, G. (2002): Emplacement depth and radiometric ages of Paleozoic plutons of the Neukirchen-Kdyné massif: Differential uplift and exhumation of Cadomian basement due to Carboniferous orogenic collapse (Bohemian Massif). – *Tectonophys.*, **352**: 225–243, Amsterdam.
- DE WALL & ZULAUF, G. (1988): Tiefbohrung KTB-Oberpfalz: Die bruchhaften Verformungsgefüge im Teufenbereich 0 bis 992 m. – KTB Report, **8–2**: E1–E19, Hannover.
- DÖRR, W., FIALA, J., VEJNAR, Z. & ZULAUF, G. (1998): U-Pb zircon ages and structural development of metagranitoids of the Teplá crystalline complex: evidence for pervasive Cambrian plutonism within the Bohemian massif (Czech Republic). – *Geol. Rdsch.*, **87/1**: 135–149, Berlin–Heidelberg.
- DÖRR, W., ZULAUF, G., FIALA, J., FRANKE, W. & VEJNAR, Z. (2002): Neoproterozoic to Early Cambrian history of an active plate margin in the Teplá Barrandian unit – a correlation of U-Pb Isotopic-Dilution-TIMS ages (Bohemia, Czech Republic). – *Tectonophys.*, **352**: 65–85, Amsterdam.
- HOLLAND, T. & BLUNDY, J. (1994): Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. – *Contr. Mineral. Petrol.* **116**: 433–447, Berlin.
- LIU, J. G., MARUYAMA, S. & CHO, M. (1987): Very low-grade metamorphism of volcanic and volcani-clastic rocks – mineral assemblages and mineral facies. – In: FREY, M. [ed.] *Low Temperature Metamorphism*. – 351 S. Glasgow, London (Blackie).
- PASSCHIER, C. W. & TROUW, R. A. J. (1996): *Microtectonics*. – o. S., Berlin-Heidelberg (Springer).
- PAULI, C. (1991): Strukturentwicklung und Kinematik der Grenzzone Moldanubikum/Teplá-Barrandium im Bereich des Hohen Bogen, Hinterer Bayerischer Wald. – Unveröff. Dipl. Arb. Inst. Geowiss. Lithosphärenforsch., Justus-Liebig-Universität: 85 S., Gießen.
- PLYUSNINA, L. (1982): Geothermometry and geobarometry of plagioklasen/hornblende bearing assemblages. – *Contrib. Mineral. Petrol.* **80**: 140–146, Berlin.
- REITZ, E. (1992): Silurische Mikrosporen aus einem Biotit-Glimmerschiefer bei Rittsteig, Nördlicher Bayerischer Wald – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **6**: 351–358, Stuttgart.
- SCHEUVENS, D., VEJNAR, Z., ZULAUF, G. (1995): The Teplá-Barrandian/Moldanubian boundary in western Bohemia – Structural evidence for late Variscan collapse. – *J. Czech Geol. Soc.*, **40/3**: 120–121, Prag.
- SCHEUVENS, D. (1998): Die tektonometamorphe und kinematische Entwicklung im Westteil der Zentralböhmischescherzone (Böhmisches Masse) – Evidenz für variscischen Kollaps. – *Diss. Geol. Pal. Inst. J. W. Goethe-Universität Frankfurt a.M.*: 276 S., Frankfurt, a.M.
- SEIBERT, J. (1991): Zur Strukturentwicklung und Kinematik der Grenzzone Moldanubikum/Teplá-Barrandium im Raum Rittsteig, Hinterer Bayerischer Wald. – Unveröff. Dipl. Arb. Inst. Geowiss. Lithosphärenforsch. Justus-Liebig-Universität Gießen: 88 S., Gießen.
- STEIN, E. (1988): Die strukturgeologische Entwicklung im Übergangsbereich Saxothuringikum/Moldanubikum in NE-Bayern. – *Geologica Bavarica*, **92**: 5–131, München.
- TANNER, D. C., SCHUSTER, J., BEHRMANN, J. H. & O'BRIEN, P. J. (1993): New clues to the Moldanubian puzzle: structural and petrological observations from the Waldmünchen area, eastern Bavaria. – *KTB-Report*, **93–2**: 97–102, Hannover.
- VEJNAR, Z. (1961): Svorová oblast série Královského hvozdu na Šumavě. – *Sbor. Úst. úst. geol., Geol.* **28**: 107–142, Prag.
- VEJNAR, Z. (1982): Regionální metamorfóza psamiticko-pelitických hornin domazlické oblasti. – *Sbor. geol. věd., Geol.*, **37**: 9–70, Prag.
- ZULAUF, G. (1990): Spät- bis postvariscische Deformationen und Spannungsfelder in der nördlichen Oberpfalz (Bayern) unter besonderer Berücksichtigung der KTB-Vorbohrung. – *Frankfurter Geowiss. Arb.*, **A8**: 1–285, Frankfurt.

- ZULAUF, G. (1993): Brittle deformation events at the western border of the Bohemian Massif (Germany). – *Geol. Rdsch.*, **82**: 489–504, Berlin-Heidelberg.
- ZULAUF, G. (1994): Ductile normal faulting along the West Bohemian Shear Zone (Moldanubian/Tepla-Barrandian boundary): evidence for late Variscan extensional collapse in the Variscan Internides. – *Geol. Rdsch.*, **83**: 276–292, Berlin-Heidelberg.
- ZULAUF, G. (2001): Structural style, deformation mechanisms and paleostress along an exposed crustal section: Constraints on the rheology of quartzofeldspathic rocks at supra- and infra-structural levels (Tepla Barrandian unit, Bohemian Massif). – *Tectonophys.*, **332**: 21–237, Amsterdam.
- ZULAUF, G., SCHEUVENS, D., DÖRR, W., FIALA, J., HANDY, M., KLEINSCHMIDT, G. & VEJNAR, Z. (1996): Die Grenze Teplá-Barrandium/Moldanubikum s. str.: Ergebnis von gravitativen und rheologischen Plateaukollaps. – *Terra Nostra*, **96/2**: 211–214, Köln.
- ZULAUF, G. (1997): Von der Anchizone bis zur Eklogitfazies: Angekippte Krustenprofile als Folge der cadomischen und variscischen Orogenese im Teplá-Barrandium (Böhmische Masse). – *Geotekt. Forsch.*, **89**: 1–302, Stuttgart.
- ZULAUF, G., DÖRR, W., FIALA, J. & VEJNAR, Z. (1997): Late Cadomian crustal tilting and Cambrian transtension in the Teplá-Barrandian unit (Bohemian Massif, Central European Variscides). – *Geol. Rdsch.*, **86**: 571–584, Berlin-Heidelberg.
- ZULAUF, G., BUES, C., DÖRR, W., FIALA, J., KOTKOVA, J., SCHEUVENS, D. & VEJNAR, Z. (1998): Extrusion tectonics due to thermal softening of a thickened crustal root: The Bohemian Massif in Lower Carboniferous times. – *Terra nostra*, **98/2**: 177–180, Köln.
- ZULAUF, G., PALM, S., PETSCHICK, R. & SPIES, O. (1999a): Element mobility and volumetric strain in brittle and brittle-viscous shear zones of the superdeep well KTB (Germany). – *Chem. Geol.*, **156**: 135–149, Amsterdam.
- ZULAUF, G., SCHITTER, F., RIEGLER, G., FINGER, F., FIALA, J. & VEJNAR, Z. (1999b): Age constraints on the Cadomian evolution of the Teplá-Barrandian unit (Bohemian Massif) through electron microprobe dating of metamorphic monazite. – *Z. dt. Geol. Ges.*, **150**: 627–640, Hannover.
- ZULAUF, G., BUES, C., DÖRR, W. & VEJNAR, Z. (2002): 10 km minimum throw along the West Bohemian shear zone: Evidence for dramatic crustal thickening and high topography in the Bohemian Massif (European Variscides). – *Int. J. Earth Sci.*, **91**: 850–864, Berlin.

Manuskript bei der Redaktion eingegangen am 4. 4. 2002.

Geochemie und Petrologie von zwei basischen Intrusionen im Intrusivkomplex von Neukirchen-Kdyně (Bayerischer Teil)

VON GISELHER PROPACH

Mit 6 Abbildungen und 5 Tabellen

Schlüsselworte: Basische Intrusionen – Intrusivkomplex Neukirchen-Kydne – Bayern - Geochemie – Petrologie

Kurzfassung: Oberproterozoische Metavulkanite und Metasedimente des Teplá-Barrandi-ums wurden vor 520 und 340 Ma von basischen bis sauren Magmatiten des Intrusivkomplexes von Neukirchen-Kdyně (IKNK) intrudiert. Die vorliegende Arbeit befasst sich mit zwei basischen Intrusionen im bayerischen Teil des IKNK, die dem älteren Intrusionszyklus angehören: Der grenzüberschreitende Körper von Všeruby (VS) und der Körper von Neukirchen (NE). Auslöser des Magmatismus war vermutlich das beginnende Rifting im Mittleren Kambrium. In beiden Intrusionen überwiegen Kumulate. Die Kumulusminerale in der VS Intrusion sind vorwiegend Olivin, Orthopyroxen und Plagioklas. In geringer Menge (ca. 1%) war eine Sulfidschmelze vorhanden, die sich jetzt in erhöhten Gehalten an Sulfidmineralen, Ni und Cu ausdrückt. In der NE Intrusion ist verstärkt Plagioklas akkumuliert worden (bis zu Leukogabbros), doch ist der Kumulatcharakter insgesamt weniger deutlich ausgeprägt als in der VS Intrusion. In beiden Intrusionen kommen darüber hinaus feinkörnige Gabbros vor, die als abgeschreckte Ausgangsschmelze gedeutet werden können. In der VS Intrusion haben sie olivintholeitische Zusammensetzung. Ihr chondritnormiertes SEE-Muster ist flach und weist keine Eu-Anomalie auf. Vom Chemismus her ist eine Zuordnung dieser möglichen Ausgangsschmelze zu einer bestimmten geotektonischen Position nicht möglich. Es gibt Anzeichen dafür, dass die Ausgangsschmelze der NE Intrusion ähnlich, aber nicht identisch mit der der VS Intrusion war.

Isotopendaten weisen darauf hin, dass die Magmen Krustenmaterial assimiliert haben. Wegen der niedrigen Gehalte an K und Rb ist zu vermuten, dass das assimilierte Material keine granitische Zusammensetzung hatte.

Im Gegensatz zu früheren Auffassungen werden die sogenannten Gabbroamphibolite vom Hohen Bogen nicht als Metagabbros, sondern als Metabasalte angesehen und daher hier auch nicht behandelt.

Geochemistry and petrology of two basic intrusions in the intrusive complex of Neukirchen-Kydně (Bavarian part)

Keywords: Basic intrusions – Neukirchen-Kdyně intrusive complex – Bavaria – geochemistry – petrology

Abstract: At 520 m.y. and 340 m.y. Upper Proterozoic metavolcanics and metasediments of the Teplá-Barrandian were intruded by mafic to granitic rocks of the Neukirchen-Kdyně igneous complex (IKNK). This paper deals with two basic intrusions in the Bavarian part of the IKNK, which belong to the older intrusive cycle: the Všeruby and the Neukirchen intrusion. It is assumed that the magmatic event was triggered by the onset of rifting at the end of the Lower

Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. GISELHER PROPACH, Sektion für Mineralogie, Petrologie und Geochemie, Theresienstr. 41, 80333 München (E-mail: propach@min.uni-muenchen.de).

Cambrian. Cumulus rocks prevail in both of these intrusions. In the Všeruby intrusion, cumulus minerals are mainly olivine, orthopyroxene, and plagioclase. Elevated amounts of sulfide minerals, Ni and Cu testify to the former existence of a small amount of sulfide melt (ca. 1 per cent). Extensive accumulation of plagioclase has led to the formation of leucogabbros in the Neukirchen intrusion. Rare microgabbros of olivine tholeiitic composition within the Všeruby intrusion are interpreted as quenched primary melts. Their chondrite normalized REE pattern is flat and shows no Eu anomaly. It is not possible to relate the melt composition to a definite tectonic position. There are indications that the primary melt of the NE intrusion was similar to, but not identical with that of the VS intrusion.

Isotopic data indicate that assimilation of crustal material has occurred. Due to the low amounts of K and Rb it is assumed that this material was not of granitic composition.

Contrary to older concepts the so-called gabbro-amphibolites of the nearby Hoher Bogen amphibolite belt are considered as metabasalts and not as metagabbros. They are therefore not included in this study.

Inhalt

1. Einführung	96
2. Geologie	97
3. Petrographie	99
3.1. Všeruby Intrusion (VS)	99
3.2. Neukirchen Intrusion (NE)	100
4. Geochemie	101
4.1. Analytische Methoden	101
4.2. Gesamtgesteinschemismus	102
5. Diskussion	107
5.1. Zusammensetzung der Ausgangsschmelze	107
5.2. Akkumulation von Olivin, Orthopyroxen, Plagioklas und Chromspinell	110
5.3. Akkumulation von Sulfidschmelze	112
5.4. Kristallisationsfolge	113
6. Folgerungen	113
7. Literatur	115
8. Anhang	118

1. Einführung

Das Teplá-Barrandium, insbesondere sein südlicher und westlicher Rand, hat in den letzten Jahren zunehmendes Interesse erfahren (zu den geologischen Hintergründen siehe ROHRMÜLLER 2003). Eine Forschergruppe an der Universität München befasst sich seit 1990 mit dem südlichsten Teil des Teplá-Barrandiums, der sogenannten Gabbroamphibolitmasse vom Hohen Bogen.

BERGT (1905) und FISCHER (1929) hatten diese Gesteine als metamorphe Gabbros gedeutet und mit den Gabbros des Intrusivkomplexes von Neukirchen-Kdyně (IKNK) zur „Gabbroamphibolitmasse vom Hohen Bogen“ zusammengefasst. Das Ziel der Bearbeitung ist es, die Herkunft der Magmen, ihre Differentiation und Kristallisation zu klären sowie die nachfolgenden Ereignisse wie Metamorphose und Deformation. Erste Ergebnisse zur Geologie und Petrographie bzw. zur Geothermobarometrie sind

von BUES & TROLL (1991) und von BUES (1993) veröffentlicht worden. Das Fehlen von eindeutig gabbrotypischen Gefügerelikten und der MORB-ähnliche Chemismus veranlassten PROPACH & PFEIFFER (1998), die Amphibolite des Hohen Bogens als metamorphe Ozeanboden-Basalte zu deuten und sie aus der Gruppe der Intrusiva herauszunehmen. Die Deformation der Amphibolite vom Hohen Bogen und deren geologische Bedeutung ist wiederholt von WEGER & MASCH (z. B. 1999) dargestellt worden.

Der vorliegende Beitrag behandelt den Gesamtgesteinschemismus von zwei der drei Intrusionen auf bayerischem Gebiet (Všeruby (VS) bzw. Neukirchen (NE)) und petrologische Folgerungen, die sich daraus ergeben. Die Gesteine der benachbarten Teufelsberg Intrusion haben einen deutlich anderen Entwicklungsgang durchlaufen und werden hier nur am Rande erwähnt.

Geochemische Untersuchungen sind bereits von SCHÜSSLER et al. (1988) und GERS (1988) durchgeführt worden. In SCHÜSSLER et al. (1988) liegt der Schwerpunkt bei den Metavulkaniten des Nebengesteins. GERS (1988) hat die Intrusiva und die Metabasite des Nebengesteins zu etwa gleichen Teilen beprobt. In ihren Folgerungen bestätigt sie im wesentlichen die Ergebnisse von FISCHER (1929) über den bayerischen Teil des Gebietes und von VEJNAR (1986) über den tschechischen Teil. Einschlägige Daten aus SCHÜSSLER et al. (1988) und GERS (1988) sowie unveröffentlichte Daten aus LOHOFF (1990) und ROSE (Staatliches Forschungsinstitut für angewandte Mineralogie, Regensburg) haben wir in unsere Studie einbezogen.

2. Geologie

Zur allgemeinen Charakterisierung des Gebiets sei auf ROHRMÜLLER (2003) verwiesen, ferner auf BUES & TROLL (1991).

Der Intrusivkomplex von Neukirchen-Kdyně (IKNK) erstreckt sich vom Hohen Bogen im Süden bis Kolovec in Tschechien, 35 km weiter nordnordöstlich. Er setzt sich aus sieben größeren und mehreren kleineren Körpern zusammen (Abb. 1 in ROHRMÜLLER 2003). Die zum Teil flammenförmigen Umrisse der Teilkörper folgen der Foliation in den Nebengesteinen. Die Intrusion erzeugte eine kontaktmetamorphe Aureole, die im Norden bis zu 4 km breit ist. Mit zunehmendem Grad der regional-metamorphen Überprägung der Nebengesteine nimmt die Aureole nach Süden an Breite und Deutlichkeit ab (VEJNAR 1990).

Im tschechischen Teil des IKNK unterscheidet VEJNAR (1986) eine ältere Intrusionsphase mit Olivinggabbros bis Dioriten und eine jüngere Phase mit Tonaliten und Trondhjemiten. In Bezug auf die ältere Phase schreibt er: „On the basis of the regional distribution of the individual rock types, their spatial relationships, and locally very marked layering, caused by alternation of bands and laminae of various mineral compositions, the massif can be considered as a layered intrusion. Its original structure was deformed especially in the outer parts during emplacement into the crystalline mantle. The dominant, primarily gabbroid and dioritic rocks form a set, resulting from differentiation of the original melt within a single intrusion phase.“

Die ausgeprägte Verzahnung der Intrusiva mit dem Nebengestein widerspricht der Vorstellung von einer einheitlichen, alle Teilkörper umfassenden geschichteten Intrusion. Etliche der Kontakte sind tektonischer Natur und können somit nichts über die ursprüngliche Gestalt der Intrusivkörper aussagen. Die weithin vorhandenen Grenzen

zu kontaktmetamorphem Nebengestein zeigen jedoch, dass die Gliederung in zahlreiche Teilkörper mindestens zum Teil primär ist. Die beobachtete magmatische Schichtung bezieht sich nur auf einzelne Teilkörper, nicht auf den Intrusivkomplex als Ganzes.

Die Intrusionsalter sind noch nicht eindeutig bestimmt. Für sechs basische bis intermediäre Intrusionen im deutschen und tschechischen Teil des IKNK hat MIETHIG (1994) Sm-Nd-Alter zwischen 637 und 763 Ma bestimmt. Da die Intrusivkörper keine Spuren der cadomischen Orogenese bei 600 Ma aufweisen, können diese Werte keine Intrusionsalter darstellen. Vermutlich stellen die scheinbaren Isochronen Mischungslinien dar, erzeugt durch die Vermischung von ca. 520 Ma alter basaltischer Schmelze und assimiliertem Material der Kruste. Für die Quarzdiorite des Steinbruchs Smrzovice hat MIETHIG (1994) ein Rb-Sr-Isochronenalter von 504 ± 30 Ma erhalten. Mineralalter, darunter mehrere U-Pb-Zirkonalter, im Bereich zwischen 510 und 525 Ma gibt es für eine ganze Anzahl vorwiegend granitoider Intrusiva des Teplá-Barrandiums (KREUZER et al. 1990, DALLMEYER & URBAN 1994, GLODNY et al. 1995, ZULAUF et al. 1997). Es ist anzunehmen, dass die hier behandelten Gesteine ebenfalls in dieser Zeitspanne intrudiert sind. Eine Zuordnung zum synkinematischen variscischen Magmatismus bei etwa 340 Ma (DÖRR et al. 1997; SIEBEL et al. 1999) ist auszuschließen, da die hier behandelten Gesteine z. T. frühvariscisch, d.h. um 380 Ma (KREUZER et al. 1988) deformiert worden sind.

Die Intrusionstiefe lässt sich noch nicht eindeutig festlegen. Aus der Kontaktaureole im nördlichen Teil des IKNK beschreibt VEJNAR (1990) den Ersatz von regionalmetamorph cadomisch (HELPERICH et al., 1995) gebildetem Granat durch kontaktmetamorph gebildeten Biotit und Cordierit. Das weist auf einen geringen Druck bei der Kontaktmetamorphose und somit bei der Intrusion hin. Für den Granit von Tesovice und den Trondhjemit von Mracnice, die vor ca. 520 Ma intrudiert sind, haben ZULAUF et al. (1997) Intrusionstiefen von etwa 7 km abgeleitet. Da die Gabbros des IKNK aller Vermutung nach ebenfalls Alter um 520 Ma haben, sollten sie in einer ähnlichen Tiefe intrudiert sein wie die Granitoide. Dem widerspricht scheinbar die Tatsache, dass in den Gabbros des mittleren und südlichen Teils des IKNK auf Olivin-Plagioklas-Korngrenzen Koronastrukturen aus Orthopyroxen und Amphibol (plus Spinell) ausgebildet sind (VEJNAR 1986, BUES 1992, 1994). Für die Entstehung solcher Strukturen sind wiederholt PT-Bedingungen von 700–800 °C und 6–8 kbar abgeleitet worden (z. B. WHITNEY & McLELLAND (1973), KRETZ et al. (1989)). BUES (1993) konnte keine geobarometrische Abschätzung durchführen, weil die Gesteine keine verwertbare Paragenese führen. Er ordnet die Koronabildung in den postmagmatischen Abkühlungsverlauf der Gabbros ein. Gestützt wird diese Auffassung durch die lückenlosen Übergänge der Koronen um Olivin in die Säume aus brauner Hornblende um Ilmenit. Da letztere mit Sicherheit postmagmatisch entstanden sind, müsste die Intrusion bei einem Druck von 6–8 kbar stattgefunden haben, sofern die gängigen Abschätzungen auch hier zutreffen.

Zur Deutung der verschiedenen Befunde bieten sich zwei Möglichkeiten an:

a) Die Gabbros sind bei einem Druck von 6–8 kbar intrudiert. Bis zur Intrusion der Granitoide bei 2 kbar müsste dann ein kurzes Zeitintervall mit intensiver Erosion gelegen haben.

b) Die Koronen sind nicht im Mitteldruckbereich, sondern bei 2 kbar entstanden. Die Paragenese Opx + Amph der Koronen ist in Metabasiten der Hornfelsfazies oft beobachtet worden. VEJNAR (1990) beschreibt aus der Kontaktaureole der Všeruby-

Intrusion Metabasit-Hornfelse mit den höchstgradigen Paragenesen Amph + Kpx + Pl ± Opx und Kpx + Pl + Ol. Entsprechende Paragenesen hat SPEAR (1981) in Experimenten an einem Olivintholeit bei einem H₂O-Druck von 2–3 kbar und Temperaturen um 800 °C erzeugen können. Für einen mafischen Hornfels aus der NE Intrusion (Probe 024) gibt BUES (1993) eine Temperatur von 800 ± 75 °C nach der Amphibol-Plagioklas-Thermometrie von BLUNDY & HOLLAND (1990) an. Die Probe führt außer Hornblende und Plagioklas auch Klinopyroxen und Orthopyroxen.

Zur Entscheidung, welche der beiden Möglichkeiten zutrifft, wären genauere isotopische Datierungen und geobarometrische Abschätzungen an den Kontaktparagenesen erforderlich.

3. Petrographie

Weil BUES & TROLL (1991) bereits detaillierte Beschreibungen gegeben haben, sollen hier nur stichpunktartige Charakterisierungen gegeben werden. Die Angaben über den Mineralchemismus stammen aus BUES (1992).

3.1. Vseruby Intrusion (VS)

Weil es keinen Aufschluss und nur wenige Blockfunde gibt, stützen sich die Angaben fast ausschließlich auf die Kerne der Bohrungen Seughof 1 und 2 (Abb.1).

Wehrlit: Die wenigen und stark alterierten Kernabschnitte enthalten rundliche Körner von Olivin (völlig serpentiniert) und Chromspinell mit etwa 15 % Interkumulus-Klinopyroxen (in Amphibol und Chlorit umgewandelt).

Melaolivingabbro: Rundliche Körner von Olivin (Fo 79–81) sind eingeschlossen in poikilitische Körner von Klinopyroxen (Wo 43, En 49, Fs 8) und Plagioklas (An 65–71). Zwischen Olivin und Plagioklas gibt es Koronastrukturen aus Orthopyroxen und Amphibol + Spinell. Auf Olivin-Klinopyroxen-Korngrenzen sind schmale Säume von hellbraunem Amphibol ausgebildet. Akzessorien sind Chromspinell, Magnetit, Magnetkies und Pentlandit (ROSE 1990).

Gabbronorit: Orthopyroxen (En 78–80) und Plagioklas (An 65–71) bilden ein Mesokumulus-Gefüge mit Tendenz zu Adkumulus-Gefüge. Prismatische Körner zeigen eine parallele Ausrichtung. Klinopyroxen (Wo 44, En 48, Fs 8) ist Interkumulus-Phase. Die Akzessorien sind dieselben wie im Melaolivingabbro, allerdings in geringerer Menge (ROSE 1990).

Orthopyroxenit: Extreme Anreicherung von Orthopyroxen (bis zu 95 %) leitet vom Gabbronorit über zum Orthopyroxenit.

Gabbro: Die Gabbros sind stark alteriert. Relikte von ophitischen Strukturen sind erkennbar. Die primären Hauptgemengteile sind Plagioklas, Klinopyroxen, Orthopyroxen und Olivin. Sekundärminerale sind Amphibol (Uralit), Serizit, Zoisit und Chlorit.

Mikrogabbros: Im tieferen Teil der Bohrung Seughof 2 (Abb. 1) kommen sehr feinkörnige Gabbros vor, die vermutlich abgeschreckte Schmelzen sind und daher besondere Beachtung verdienen. In einem Abstand vom Kontakt bis zu 5 cm sind diese Gesteine porphyrisch. Einsprenglinge von Plagioklas (An 67, bis 2 mm lang) sind

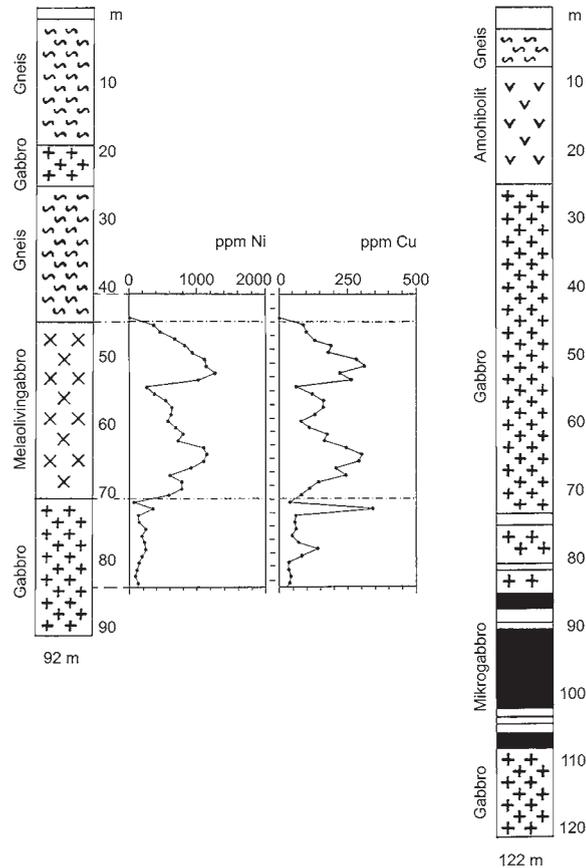


Abb. 1. Vereinfachte Bohrprofile der Bohrungen Seughof 1 (links) und 2 (rechts) in der Vřeruby Intrusion. Die Ansatzpunkte der Bohrungen Seughof 1 und 2 liegen bei R 457106, H 546450 bzw. R 457075, H 546448. Angegeben sind auch die Gehalte an Ni und Cu in einem 40 m langen Abschnitt der Bohrung 1 (nach ROSE, unveröffentl.).

parallel zum Kontakt eingeregelt. Ehemalige Mafit-Einsprenglinge sind restlos in feinkörnige Amphibol-Aggregate umgewandelt. Unmittelbar am Kontakt ist die Grundmasse aus Plagioklas (An 40), Amphibol und Opakmineralen gleichkörnig mit Korngrößen um 0.05 mm. Innerhalb weniger Meter vom Kontakt weg nimmt die Korngröße der Grundmasse auf 1 mm zu, ist aber auch dann noch deutlich feiner als die der mittel- bis grobkörnigen Gabbros.

3.2. Neukirchen Intrusion (NE)

Am Kontakt zum Nebengestein und in der Nähe von Hornfels-Xenolithen ist das Gefüge oft grobkörnig. Alteration (Uralitisierung, Saussuritisierung) ist häufig und oft intensiv. Zum südlichen Rand hin nimmt die Deformation zu und kann zu Amphiboliten führen. Frische Proben sind meist als mittelkörnige Gabbros und Olivingabbros zu klassifizieren. Um die Olivine (Fo 65–77) gibt es die oben beschriebenen Koronen.

Klinopyroxen (Wo 47, En 46, Fs 7) ist xenomorph, Plagioklas (An 57–67) hypidiomorph, tendiert aber zu Adkumulus-Strukturen. Opakminerale machen weniger als 1% aus. In einem kleinen Bereich am Ostende des NE Körpers liegen Gabbro bis Melaolivingabbro und Dunit beieinander. Der Melaolivingabbro ist von derselben Art wie bei der VS Intrusion beschrieben. Der Mineralchemismus nach GERS (1988) ist: Olivin (Fo 84), Klinopyroxen (Wo 48, En 47, Fs 5), Plagioklas (An 77), und Chromspinell (Sp 64, Hc 18, Mt 2, Cro 16). In diesem Bereich enthalten die Koronen zwischen Olivin und Plagioklas Klinopyroxen statt Amphibol. Der Dunit ist völlig zu Serpentin, Chlorit und Magnetit alteriert, aber die Adkumulusstruktur ist noch zu erkennen.

4. Geochemie

4.1. Analytische Methoden

Die Proben wurden in einem stählernen Backenbrecher gebrochen und in einer Widia-Mühle gemahlen. Die Haupt- und Spurenelemente (außer den SEE) wurden in einem Philips PW 1480 Röntgenfluoreszenz-Spektrometer analysiert. Die Tabletten wurden aus geglühtem Gesteinspulver mit Merck Spectromelt A 10 (Lithiumtetraborat) im Verhältnis 1 : 6 erschmolzen. Die Kalibrierung stützte sich auf 77 internationale Gesteins-

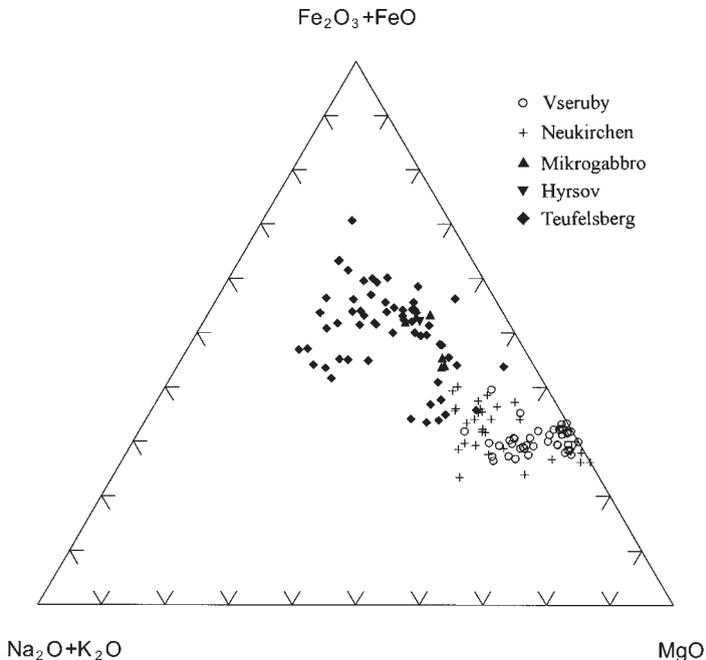


Abb. 2. AFM-Diagramm für die Intrusionen von Vřeruby und Neukirchen, die benachbarte Intrusion vom Teufelsberg und einen Gabbro („Hyrsov“) aus dem tschechischen Teil der VS Intrusion. Wegen des Vorkommens von Dioriten ist das Feld der TB Proben wesentlich ausgedehnter. Erkennbar ist auch das höhere Fe/Mg-Verhältnis in den Gesteinen der TB Intrusion.

standards. Die Analysen sind im Anhang A aufgeführt, zusammen mit denen von GERS (1988), SCHÜSSLER et al. (1988), LOHOFF (1990) und ROSE (unveröffentlicht).

Für die Bestimmung der SEE im Bayerischen Geologischen Landesamt wurden 200 mg Gesteinspulver in einer HF-HClO₄-HNO₃-Mischung aufgelöst und bis zur Trockene eingedampft. Der Rückstand wurde in einem HNO₃-HCl-Gemisch gelöst und mit Wasser auf 100 ml verdünnt. Als innerer Standard wurde Rh zugegeben. Die Messlösung wies eine Verdünnung von 1:2500 auf und enthielt 10 ppb Rh. Die Analysen wurden auf einem Perkin Elmer ELAN 6000 ICP-MS mit einer Messzeit von 5 Sekunden pro Element ausgeführt.

4.2. Gesamtgesteinschemismus

In Abbildung 2 sind die Analysen im AFM-Diagramm dargestellt. Mit aufgenommen sind Gesteine der Teufelsberg-Intrusion (TB), die den Intrusionen von Vseruby und Neukirchen eng benachbart ist (siehe Abb. 1 in ROHRMÜLLER 2002). Durch das Vorkommen von Dioriten erhält das TB-Feld eine deutliche Ausweitung zu höheren Alkali-Anteilen. Aber auch die Gabbros der TB-Intrusion weichen durch ihre höheren Fe/Mg-Verhältnisse von den übrigen Gabbros ab und rechtfertigen so die Abtrennung der TB-Intrusion von den anderen Intrusionen.

Die Abbildung 3 gibt einen Überblick über den Bereich der Zusammensetzungen, ausgedrückt durch die Komponenten Pl, Ol und Qz nach der Berechnungsmethode von GROVE et al. (1982). Drei Gruppen von Zusammensetzungen lassen sich unterscheiden:

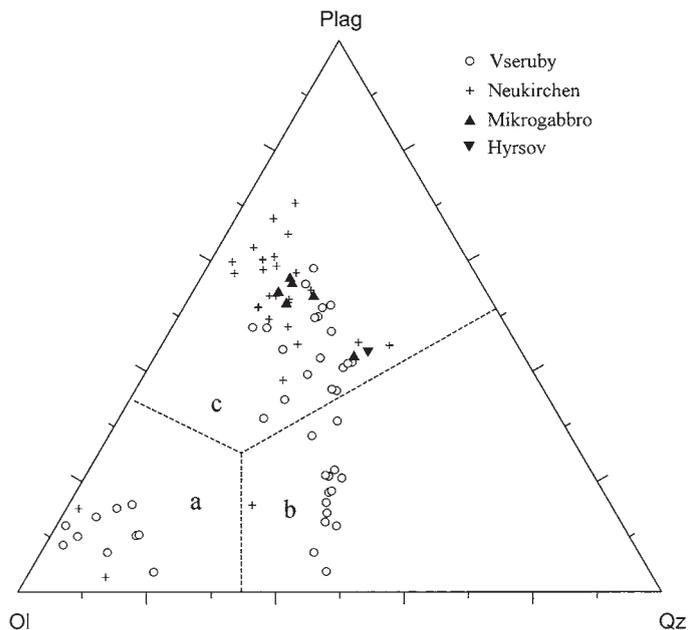


Abb. 3. Darstellung der Gesteine der Intrusiva von Vseruby und Neukirchen im Diagramm Plagioklas-Olivin-Quarz nach GROVE et al. (1982).

a: Wehrlit, Melaolivingabbro. b: Orthopyroxenit, Norit, Gabbronorit. c: Gabbros.

- a) Olivin-reiche Gesteine (Dunit, Wehrlit, Melaolivingabbro)
- b) Orthopyroxen-reiche Gesteine (Orthopyroxenit, Norit, Gabbronorit)
- c) Gabbros

Die Variation der Elementgehalte gegen den Parameter MgO ist in Abbildung 4 dargestellt. Die SEE-Gehalte sind in Tabelle 1 aufgeführt und in Abbildung 5 dargestellt.

Es gibt wenig Anzeichen dafür, dass hydrothermale Alteration oder Verwitterung den Chemismus der Proben wesentlich verändert haben. Die magmatischen Trends sind noch gut erkennbar. Eine Ausnahme ist ein Gabbro der NE Intrusion (Probe TP079), die Na verloren ($\text{Na}_2\text{O} = 1.06\%$, NE Durchschnitt 2.04%) und Ca gewonnen hat ($\text{CaO} = 14.42\%$, NE Durchschnitt 11.83%). Im Dünnschliff kann man an den Plagioklassen dieser Probe Säume mit An 85 auf Kernen von An 65 erkennen. Erhöhte Gehalte an K, Rb und Ba in einigen weiteren Proben der NE Intrusion können im Zusammenhang mit der weit verbreiteten Uralitisierung stehen.

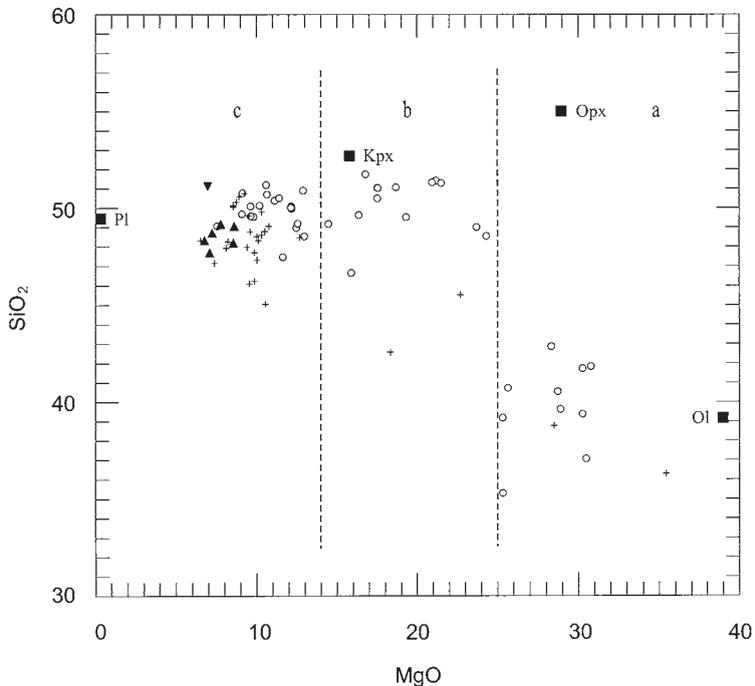


Abb. 4. Variationsdiagramme für sechs Oxide bzw. Elemente in Gesteinen der Intrusionen von Vřeruby und Neukirchen. Symbole wie in Abb. 2 und 3.

a: SiO_2 gegen MgO . Die Bereiche a–c entsprechen der Aufteilung in Abb. 3 in (a) Wehrlit, Melaolivingabbro, (b) Orthopyroxenit, Norit, Gabbronorit, (c) Gabbros. Zusätzlich eingetragen sind Mineralzusammensetzungen aus BUES (1992).

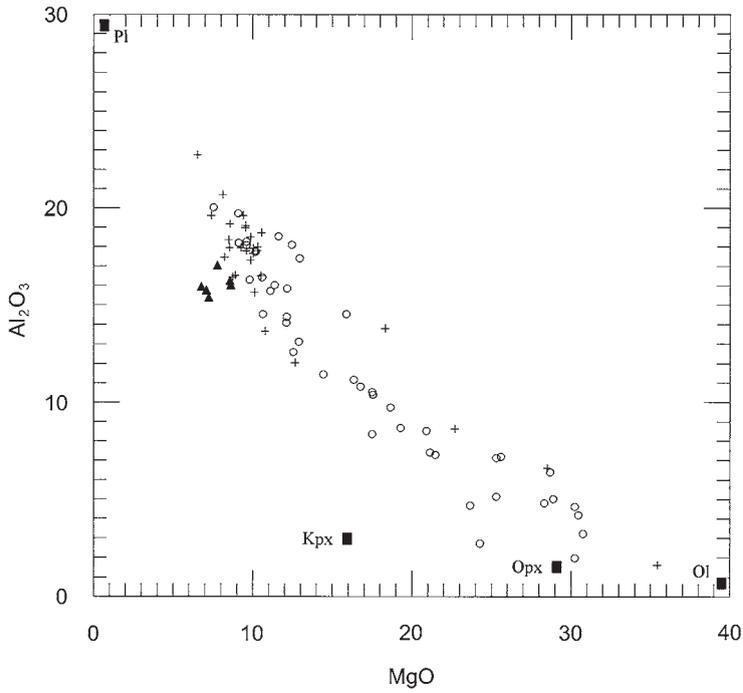


Abb. 4b: Al_2O_3 gegen MgO , mit Mineralzusammensetzungen wie in Fig. 4 a. Ähnliche Verteilungen ergeben sich für CaO (nicht abgebildet) und Sr (Abb. 4e).

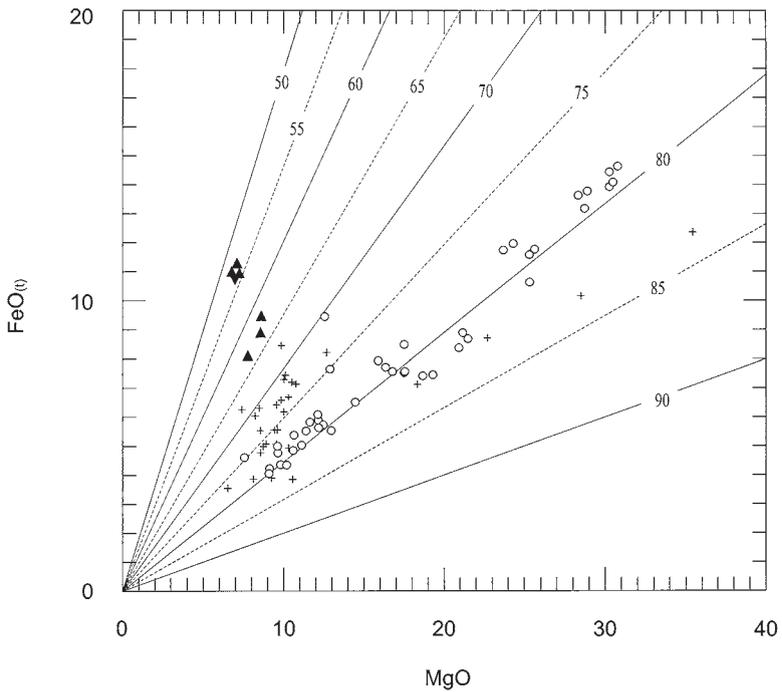


Abb. 4c: $FeO(t)$ gegen MgO . Die bezifferten Geraden sind Linien gleicher Mg-Zahlen.

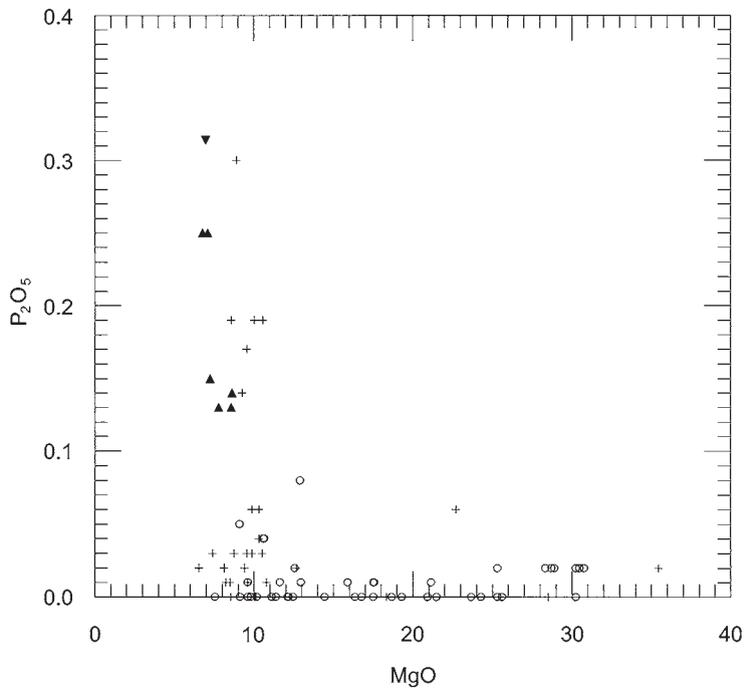


Abb. 4d: P_2O_5 gegen MgO.

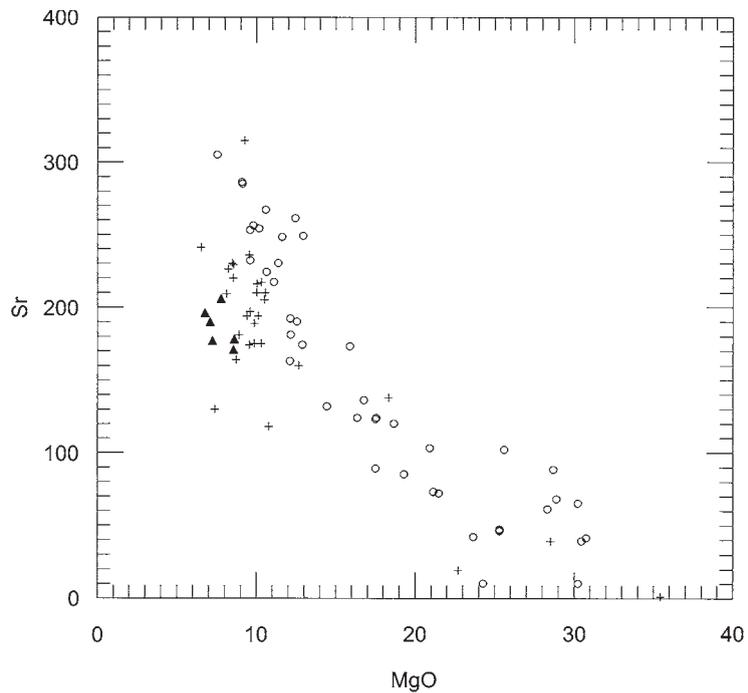


Abb. 4e: Sr (in ppm) gegen MgO.

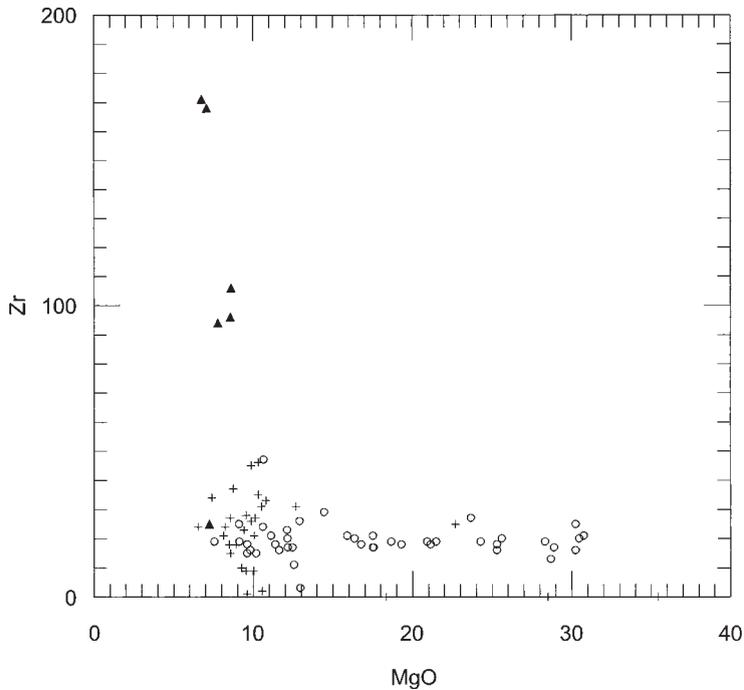


Abb. 4f: Zr (in ppm) gegen MgO.

Besonders zu beachten ist die Ähnlichkeit des Gabbros aus dem tschechischen Teil der VS Intrusion („Hyrsov“) mit den Mikrogabbros. Für den Zr-Gehalt dieses Gabbros ist in BABŮREK (1999) kein Wert angegeben. Weitere Diskussion im Text.

Tabelle 1: Gehalte an Seltenen Erdelementen in Gesteinen der Intrusionen von Všeruby und Neukirchen

Die erste Zahl bei den VS-Proben bezieht sich auf die Bezeichnungen der Bohrungen Seugnhof 1 bzw. 2, die zweite Zahl gibt die Tiefe in Dezimetern an.

Všeruby	VS-Proben						Neukirchen				
	Probe	1-470	1-780	1-821g	2-590	2-812	2-860	TP076	TP077A	TP083	TP084
La		0,49	0,29	0,95	0,78	5,25	5,13	1,26	0,65	2,20	1,02
Ce		1,09	0,58	1,89	1,61	13,68	13,55	2,87	1,76	3,79	2,98
Pr		0,18	0,10	0,30	0,26	2,10	2,09	0,50	0,38	0,54	0,67
Nd		0,87	0,46	1,34	1,17	10,17	10,27	2,57	2,21	2,33	4,03
Sm		0,30	0,18	0,44	0,39	3,11	3,17	0,99	0,98	0,71	1,75
Eu		0,32	0,07	0,82	0,70	1,20	1,15	0,59	0,61	0,55	0,79
Gd		0,38	0,28	0,54	0,48	3,74	3,83	1,30	1,35	0,90	2,40
Tb		0,06	0,06	0,08	0,08	0,58	0,59	0,21	0,23	0,14	0,40
Dy		0,46	0,52	0,65	0,57	4,30	4,46	1,67	1,81	1,02	3,15
Ho		0,10	0,13	0,14	0,12	0,88	0,92	0,34	0,37	0,20	0,64
Er		0,29	0,45	0,40	0,36	2,62	2,72	1,00	1,10	0,60	1,88
Tm		0,04	0,08	0,06	0,06	0,35	0,36	0,13	0,14	0,08	0,22
Yb		0,30	0,57	0,38	0,34	2,40	2,49	0,88	0,97	0,54	1,66
Lu		0,05	0,09	0,06	0,05	0,35	0,37	0,13	0,14	0,08	0,24

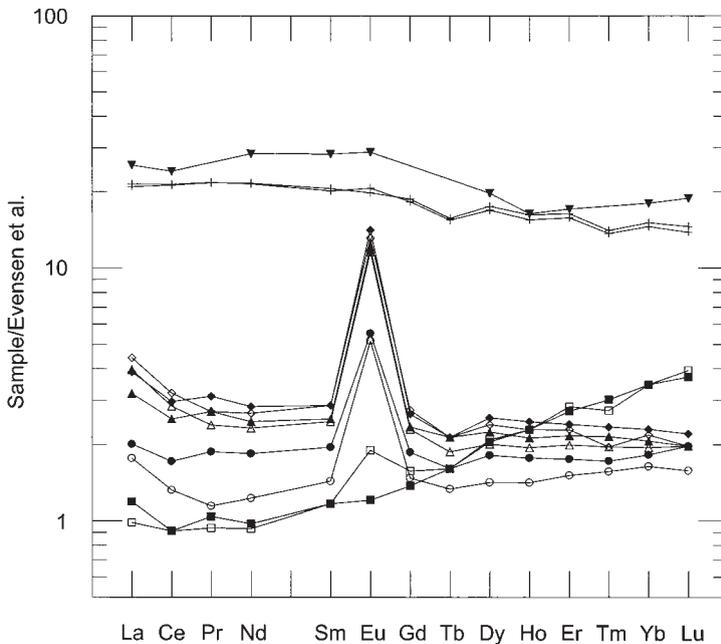


Abb. 5. Chondritnormierte SEE-Gehalte aus Tabelle 1.

a: Mikrogabbros und Kumulate aus der Bohrung Seugn Hof 2 und ein Gabbro im tschechischen Teil der VS Intrusion. Symbole: Kreuz: Mikrogabbros TP 2-812 und TP 2-860, umgekehrtes Dreieck: Gabbro 20/BO aus dem tschechischen Teil der VS Intrusion, aus BABŮREK (1999), Dreieck: Gabbro TP 1-821g, Raute: Olivinggabbro TP 2-590, Kreis: Melaolivingabbro TP 1-470, Quadrat: Orthopyroxenit TP 1-780. Zum Vergleich sind mit leeren Symbolen die berechneten SEE-Gehalte der vier Kumulate eingetragen.

5. Diskussion

5.1. Zusammensetzung der Ausgangsschmelze

Die Mikrogabbros der Bohrung Seugn Hof 2 in der VS Intrusion (Proben 2-930, 2-940, 2-812, 2-860 und DR2-88, Anhang A) können aufgrund ihrer feinkörnigen und fast aphyrischen Gefüge als abgeschreckte Schmelzen angesehen werden. Die Proben mit den höheren Mg/Fe-Verhältnissen (2-812, 2-860 und DR2-88) können Repräsentanten der Ausgangsschmelze der gesamten Intrusion sein. Eine der vier Proben (20/BO) aus dem tschechischen Teil der VS Intrusion in BABŮREK (1999) weist eine Zusammensetzung auf, die der der Mikrogabbros sehr ähnlich ist.

In der folgenden Diskussion über die Ausgangsschmelze der VS Intrusion wird vorausgesetzt, dass die Überprägung der Mikrogabbros zu amphibolitfaziellen Hornfelsen den Chemismus nicht verändert hat.

Die mittlere Zusammensetzung der drei primitivsten VS Mikrogabbros ist in Tabelle 2, Spalte 1 aufgeführt. Die SEE-Muster sind ziemlich flach ($La/Lu_{CN} = 1.6$, siehe Abb. 5 a) und zeigen keine Eu-Anomalie.

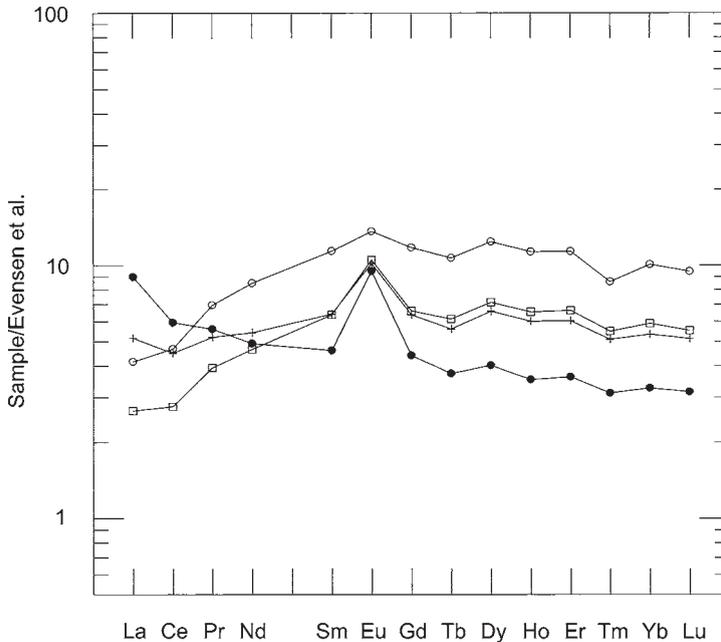


Abb. 5b: Gesteine der NE Intrusion. Symbole: Gefüllter Kreis: Leukogabbro TP 083, Kreuz: Gabbronorit TP 076, leerer Kreis: Gabbro TP 084, Quadrat: Gabbro TP 077A. Normalisierungsfaktoren nach EVENSEN et al. (1978).

Die Mg-Zahl (63) der VS Mikrogabbros ist ähnlich der der Ausgangsschmelzen in den basischen Intrusionen von Stillwater (Montana) und Kiglapait (Labrador) (Mg-Zahl 61 bzw. 62, Tab. 2, Spalten 5 und 6). Deutlich kleinere Mg-Zahlen haben die Ausgangsschmelzen in den Intrusionen von Skaergaard (Grönland) und Hettasch (Labrador) (Mg-Zahl 50 bzw. 54, Tab. 2, Spalten 3 und 4), deutlich höhere in den Intrusionen von Muskox (Northwest Territories, Kanada) und Kap Edward Holm (Grönland) (Mg-Zahl 72 bzw. 76, Tab. 2, Sp. 7 und 8).

Eine Schmelze mit der Zusammensetzung der primitiven VS Mikrogabbros steht nach IRVINE (1979) im Gleichgewicht mit Olivin der Zusammensetzung Fo 84.5%. BUES (1992) gibt für die Olivine in den Kumulatgesteinen der VS Intrusion Zusammensetzungen zwischen Fo 78.5 und 80.1 an, für die Orthopyroxene X_{Mg} zwischen 80 und 83. Die Steigung der Regressionsgeraden durch die Datenpunkte der VS Kumulate in Abb. 4c entspricht einer Mg-Zahl von 79. Das stimmt nicht ganz mit der erwarteten Olivinzusammensetzung von Fo 84.5 überein. Die etwas geringeren Werte in den Kumulusmineralen können durch Äquilibration mit der Interkumulusschmelze bedingt sein. Die Mg-Zahlen der Gesamtgesteine werden durch die Gehalte an Fe-Sulfiden und -Oxiden erniedrigt. Von den Mg/Fe-Verhältnissen her können die Mikrogabbros also der Ausgangsschmelze für die Bildung der übrigen VS-Gesteine entsprechen.

Abweichende Beziehungen bestehen offenbar für die NE-Gesteine. Abbildung 4c zeigt zwei verschiedene Gruppen von Fe/Mg-Verhältnissen an. Für die Mehrzahl der Gabbros liegen sie zwischen Mg 68 und Mg 81, während die Kumulate UG42-1 bis UG-4 Mg-Werte von 83 aufweisen.

*Tabelle 2: Chemismus von Ausgangsschmelzen
verschiedener mafischer Intrusionen*

Alle Analysen sind auf 100% umgerechnet, H₂O-frei. Die Mg-Zahlen sind auf molekularer Basis berechnet.

1: Vřeruby Intrusion, Mikrogabbro, Mittel aus 3 Analysen
(TP 2-812, TP 2-860, DR 2-885)

2: Teufelsberg Intrusion, Gabbro TP 001E

3: Skaergaard, Grönland, Gabbro, abgeschreckte Randfazies, Mittel aus 5 Analysen.
HOOPER (1989)

4: Hettasch, Labrador, Gabbro, abgeschreckte Randfazies. MORSE (1981)

5: Stillwater, Montana, 1:1-Mischung aus mafischem Norit und Gabbro-norit. HELZ (1995)

6: Fongen-Hyllingen Komplex, Norwegen. Mittel aus 3 Analysen, Zufuhrkanal der
Intrusion (?). WILSON et al. (1981)

7: Kiglapait, Labrador, feinkörniger Gabbro, Mittel aus 4 Analysen.
NOLAN & MORSE (1986)

8: Agnew, Ontario, Kanada, Gänge der Gruppe 1. VOGEL et al. (1999)

9: Muscox, Northwest Territories, Kanada, geschätzte Zusammensetzung der Ausgangs-
schmelze. IRVINE (1979)

10: Kap Edvard Holm, Grönland, abgeschreckte Randfazies, Mittel aus 10 Analysen.
TEGNER et al. (1993)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	50,30	48,46	49,26	47,96	52,05	49,49	49,94	49,40	47,73	53,04
TiO ₂	1,32	1,30	2,56	1,24	0,73	0,52	0,30	0,93	0,38	0,48
Al ₂ O ₃	16,98	17,78	14,22	18,96	13,24	16,55	19,62	12,03	15,50	13,02
FeOt	9,05	9,89	12,95	11,67	12,76	6,70	8,93	10,49	7,66	9,76
MnO	0,18	0,16	0,22	0,14	0,18	0,12	0,13	0,18	0,14	0,18
MgO	8,60	9,27	7,29	7,67	11,05	10,71	8,19	14,94	13,31	8,26
CaO	10,53	10,27	11,06	8,60	8,52	13,96	9,48	9,82	13,69	11,92
Na ₂ O	2,77	2,79	2,06	3,21	1,11	1,90	3,11	1,57	1,45	2,71
K ₂ O	0,15	0,05	0,22	0,40	0,27	0,03	0,25	0,56	0,11	0,58
P ₂ O ₅	0,13	0,02	0,15	0,13	0,09	0,02	0,04	0,08	0,02	0,05
Mg#	63	63	50	54	61	74	62	72	76	60
Cr	331	115	202	–	–	–	132	–	653	227
Ni	83	61	121	–	–	–	105	–	297	166
V	232	162	–	–	–	–	52	–	–	186
Zn	58	62	154	–	–	–	57	–	–	84
Rb	3	12	9	–	–	–	1	–	–	18
Ba	129	115	109	100	–	–	136	–	–	190
Sr	185	197	245	–	–	–	347	–	265	225
Zr	96	30	109	–	–	–	8	–	27	35

In der NE Intrusion konnte nur ein einzelner Mikrogabbro gesammelt werden (TP099). Seine Mg-Zahl von 54 ist deutlich niedriger als die der drei primitiveren VS Mikrogabbros (Mg = 63). Da die NE-Proben in der Mehrzahl ebenfalls niedrigere Mg-Zahlen haben als die VS-Proben, könnte dieser Mikrogabbro einen Hinweis auf die Ausgangsschmelze der NE Intrusion geben. Der Gedanke wird hier jedoch nicht weiter verfolgt, weil die Datenbasis mit nur einer Probe zu gering ist. Immerhin deutet es sich an, dass die Intrusionen von VS und NE nicht dasselbe Ausgangsmagma hatten.

Daten über die Rb-Sr- und Sm-Nd-Isotopensysteme hat MIETHIG (1994) erarbeitet. Rb-Sr-Isochronen ließen sich wegen der geringen Streuungen nicht erstellen. Die Anfangsverhältnisse, zurückgerechnet auf das mutmaßliche Alter von 520 Ma, liegen

zwischen 0.7025 und 0.7035. Für die Gesamtheit aller beprobten Intrusionen des IKNK, einschließlich derer auf tschechischem Boden, hat MIETHIG (1994) bei einem scheinbaren Alter von 709 ± 68 Ma ein Anfangsverhältnis $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ von 0.51201 ± 9 ermittelt.

5.2. Akkumulation von Olivin, Orthopyroxen, Plagioklas und Chromspinell

Die simple modale Zusammensetzung der Kumulate mit Olivin und Orthopyroxen als mafische Kumulusminerale erzeugt in den Variationsdiagrammen lineare Trends (Abb. 4). In der Abbildung 4a und b sind zusätzlich zu den Gesteinen auch Zusammensetzungen von Olivin, Orthopyroxen, Klinopyroxen und Plagioklas eingetragen. Wegen der erheblichen Spanne an Mineralzusammensetzungen (siehe BUES 1992) können die vier Punkte nur beispielhafte Bedeutung haben. In Abbildung 4b bilden die mittelkörnigen Gabbros und die Kumulate einen Streifen, der sich vom Plagioklas auf die Punkte für Olivin und Orthopyroxen hin erstreckt, während die Mikrogabbros abseits von diesem Trend liegen. In Abbildung 4a wird deutlich, dass die Kumulate der Gruppe a (vgl. Abb. 3) stärker vom Olivin bestimmt sind, die der Gruppe b stärker vom Orthopyroxen. Der stärkere Einfluss des Klinopyroxens auf die Zusammensetzungen der Gabbros ist sowohl in Abbildung 4a wie in 4b nur undeutlich erkennbar.

Die gleichbleibenden Mg/Fe-Verhältnisse in den Kumulaten beider Intrusionen zeigen an, dass sie in eng begrenzten Abschnitten der Fraktionierung gebildet worden sind (Abb. 4c). Die entsprechenden Mg-Werte liegen bei 80 für die VS Intrusion. Fünf Proben vom Ostrand der NE Intrusion liegen bei Mg-Werten von 83, während die übrigen Proben sehr variable Mg-Werte aufweisen.

Entsprechend dem Kumulatcharakter sind die Gesteine arm an inkompatiblen Elementen (Mittelwerte: TiO_2 0.33 %, K_2O 0.09 %, P_2O_5 0.03 %, Rb 7 ppm, Ba 46 ppm, Zr 21 ppm). Aus den Abbildungen für P_2O_5 und Zr (Abb. 4d und f) geht der Gegensatz zwischen dieser Armut an inkompatiblen Elementen in den Kumulaten und den deutlich höheren Gehalten in den Ausgangsschmelzen deutlich hervor.

Wegen der Akkumulation von Plagioklas bewegen sich die Sr-Gehalte demgegenüber zwischen 10 ppm in mafitreichen Kumulaten und 315 ppm in den plagioklasreichen Gabbros (Abb. 4e). Plagioklasreichere Zusammensetzungen finden sich besonders unter den Gabbros der NE Intrusion. Der höchste Al_2O_3 -Gehalt ist 22.8 %, das entspricht 74 % Plagioklas in der CIPW-Norm.

Chromspinell (Zusammensetzung Sp 64, Hc 18, Cro 16, Mt 2, GERS 1988) macht nach ROSE (1990) bis zu 0.1 Vol.-% aus, was etwa 150 ppm Cr im Gesamtgestein entspricht. Die Cr-Gehalte der Gesteine bewegen sich zwischen 73 ppm in den NE Gabbros und 2550 ppm in den VS Gabbronoriten. BUES (1992) gibt 0.48 % Cr_2O_3 im Orthopyroxen und 0.55 bis 1.06 % im Klinopyroxen an. Zusammen mit den Modalgehalten in BUES (1992) lassen sich daraus Gesamtgehalte von 1700 bis 2250 ppm Cr in den Silikaten errechnen. Dies zeigt, dass die Akkumulation von Chromspinell wenig Einfluss auf den Gesamtgesteinschemismus hatte

Die Verknüpfung der VS Kumulate mit den Mikrogabbros als Repräsentanten der Ausgangsschmelze wurde folgendermaßen geprüft: Zunächst wurden die Analysen von vier Kumulaten mit Hilfe der Mineralanalysen aus BUES (1992) in Mineralanteile umgerechnet (Tab. 3). Dabei wurde vereinfachend angenommen, dass die Kumulate keine Interkumulusschmelze enthalten haben. Im Einklang mit den petrografischen Befunden stellt sich heraus, dass sowohl Orthopyroxen wie auch Olivin und Plagio-

Tabelle 3: Ergebnis der Umrechnung von Kumulatanalysen der VS Intrusion in Mineralanteile

1: Nummer der Probe, 2–5: Mineralanteile in Gew.-%, 6: Summe der Fehlerquadrate; wünschenswert ist $s^2 < 1$.

1		2	3	4	5	6
		Ol	Opx	Kpx	Pl	
TP 1–470	Melaolivingabbro	56	13	7	23	0.62
TP 1–780	Orthopyroxenit	3	93	0	4	1.18
TP 1–821g	Gabbronorit	4	18	13	65	1.58
TP 2–590	Gabbronorit	15	17	10	58	0.91

klas die häufigsten Minerale in den verschiedenen Kumulaten sein können. Mit Hilfe von Verteilungskoeffizienten wurden die SEE-Gehalte der Minerale Olivin, Orthopyroxen, Klinopyroxen und Plagioklas berechnet, die mit einer Ausgangsschmelze vom Chemismus der Mikrogabbros im Gleichgewicht stehen. Entsprechend den Anteilen dieser Minerale in den Kumulaten wurden die SEE-Gehalte der Kumulate berechnet und mit den gemessenen Werten verglichen.

Für Olivin und Klinopyroxen wurden die Verteilungskoeffizienten von FUJIMAKI et al. (1984) verwendet. Für Orthopyroxen und Plagioklas wurden die Werte von FUJIMAKI et al. (1984) zum Teil verändert, um eine bessere Anpassung an die SEE-Muster der Kumulate zu erreichen (Tab. 4). Für Orthopyroxen liegen die veränderten Werte im Bereich der Literaturwerte in der Zusammenstellung von ROLLINSON (1993). Für den Plagioklas liegen die veränderten Verteilungskoeffizienten im Bereich von La bis Gd etwas über den experimentell bestimmten Werten, aber unter den Werten für Plagioklas aus der Kiglapait Intrusion (MORSE & NOLAN 1985). Die Werte für Dy bis Lu liegen im Bereich der Literaturwerte (Tab. 4).

Tabelle 4: Vergleich von Verteilungskoeffizienten für Plagioklas und basaltische Schmelzen

1: Für die Berechnung der SEE-Gehalte in den VS Kumulaten verwendete Werte.

2: Experimentell bestimmte Werte aus ROLLINSON (1993).

3: Berechnete Werte für Kumulate aus der Kiglapait Intrusion, aus MORSE & NOLAN (1985).

	1	2	3
La	0.300	0.148–0.233	0.640
Ce	0.200	0.082–0.142	0.500
Nd	0.130	0.055–0.103	–
Sm	0.110	0.039–0.076	0.154
Eu	0.900	0.079–1.126	0.810
Tb	0.068	–	0.068
Yb	0.048	0.023–0.067	0.048
Lu	0.048	0.019–0.060	0.048

Für die vier VS Kumulate ergibt sich mit den gewählten Verteilungskoeffizienten eine gute Übereinstimmung zwischen gemessenen und berechneten Werten (Abb.7a). Abweichungen können damit zu tun haben, dass in der Rechnung keine Interkumuluschmelze berücksichtigt worden ist.

Besondere Bedeutung hat in diesem Zusammenhang das Kumulat I-780, das zu 95% aus Orthopyroxen besteht. Da der Orthopyroxen für Eu einen ganz ähnlichen Verteilungskoeffizienten hat wie für die Nachbareremente Sm und Gd, spiegeln die

SEE-Gehalte im Orthopyroxen recht genau die SEE-Gehalte der Opx-bildenden Schmelze wider. Da der Orthopyroxenit I-780 keine Eu-Anomalie aufweist, kann auch die Ausgangsschmelze keine Eu-Anomalie haben. Dies bestätigt die Annahme, dass die Mikrogabbros die Ausgangsschmelze der VS-Gesteine sind.

Die SEE-Muster der NE Gabbros (Abb. 5 b) ließen sich mit dem obigen Ansatz erwartungsgemäß nicht reproduzieren, da sie keine reinen Kumulate sind. Auch Versuche mit anderen Ansätzen (Schmelze mit unterschiedlichen Mengen an akkumulierten Mineralen) schlugen fehl. Es ist daher anzunehmen, dass die NE Gabbros auf eine andere Ausgangsschmelze zurückgehen als die VS Kumulate. Dies lässt sich z. B. am NE Leukogabbro TP083 deutlich machen. Von allen gabbroiden VS und NE Gesteinen hat er den höchsten Gehalt an normativem Plagioklas (74 %), aber seine Eu-Anomalie ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 2.2$) ist kleiner als die des VS Melaolivingabbros TP1-470 ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 2.9$), der nur 25 % Plagioklas in der Norm führt.

5.3. Akkumulation von Sulfidschmelze

Ein 40 m langer Abschnitt der Bohrung Seugn Hof 1 in des VS Intrusion wurde in Abständen von je 1 m auf Ni und Cu analysiert (ROSE 1990 und unveröffentl. Daten, pers. Mitt.). Die Abbildung 1 zeigt die Verteilung dieser Elemente. Im Abschnitt 44–70 m überwiegen die Melaolivingabbros, untergeordnet kommen Orthopyroxenite und Gabbronorite vor. Die gute Korrelation von Ni mit Cu in Abbildung 1 weist auf die Beteiligung einer Sulfidschmelze hin. Nach ROSE (1990) sind die Gehalte an Pentlandit und Kupferkies (0.20 % bzw. 0.10 %) in den Melaolivingabbros höher als in den darunter liegenden Gabbros (jeweils 0.05 %), während die Gehalte an Magnetkies in beiden Gesteinen gleich sind (1.5 %). Diese drei Minerale sind typisch für kristallisierte Sulfidschmelzen. Anhand dieser Zahlen und der Modal- und Mineralanalysen in Rose (1990) und BUES (1992) lässt sich überschlägig abschätzen, wie viel des Nickels im Gesamtgestein im Pentlandit bzw. in den Silikaten steckt (Tab. 5).

Tabelle 5: Nickelanteile im Gesamtgestein

	Ni im Pentl.	Ni in Silikaten	Gesamt-Ni _{ber}	Gesamt-Ni _{gem}
Melaolivingabbro	1000 ppm	600 ppm	1600 ppm	830 ppm
Gabbro	250 ppm	100 ppm	350 ppm	190 ppm

In beiden Gesteinstypen steckt demnach der überwiegende Teil des Gesamt-Ni im Pentlandit. Beide Schätzungen liegen etwa doppelt so hoch wie die mittleren gemessenen Ni-Gehalte, die aus der Abbildung 1 hervorgehen. Möglicherweise wurde der Pentlanditgehalt in den Modalanalysen überschätzt.

Der zweifache Anstieg der Ni-Gehalte in Abbildung 1 ähnelt der Ni-Verteilung, wie sie in verschiedenen geschichteten Intrusionen gefunden worden ist (z. B. Muskox-Intrusion, IRVINE 1979). Dort wird dieses Muster durch wiederholten Zustrom von frischem Magma und anschließendes Absaigern von Olivinen mit abnehmenden Ni-Gehalten erklärt. Der starke Anteil des Pentlandits am Gesamtgehalt an Ni schließt diese Erklärung für die Bohrung Seugn Hof 1 aus. Darüber hinaus ist es zweifelhaft, ob die dargestellte Verteilung des Ni überhaupt primär ist. Die Sulfidschmelze kann im magmatischen Stadium leicht umverteilt werden, die Sulfidminerale bei der Metamorphose und bei hydrothermalen Vorgängen. Die zwei Cu-Maxima im Bereich der

Gabbros (Abb. 1) deuten an, dass eine Umverteilung tatsächlich stattgefunden hat. Örtliche Anreicherungen von Sulfiden bis zu 1 cm Mächtigkeit, wie sie ROSE (1990) beschreibt, können auf solche Umlagerungen zurückgehen.

5.4. Kristallisationsfolge

Die spärlichen Wehrlite und Dunite (je eine Probe aus der VS und der NE Intrusion) und die Melaolivingabbros haben Olivin und Chromspinell als Kumulusminerale, d.h. als erstgebildete Phasen. In den Orthopyroxeniten, Noriten und Gabbronoriten sind Opx + Pl die ersten Kumulusminerale. Ihre zeitliche Reihenfolge lässt sich nicht aufschlüsseln. Anschließend folgen Opx + Pl + Kpx. Es gibt keine Gesteine mit Kpx als einzigem oder mit Ol + Kpx als Kumulusmineral.

Zur rechnerischen Simulation des Kristallisationsverlaufs wurde das Programm COMAGMAT (ARISKIN 1993) verwendet. Als Ausgangsschmelze wurde die Zusammensetzung der Mikrogabbros eingesetzt (Tabelle 2, Spalte 1). Für verschiedene Varianten der Berechnung wurden H₂O-Gehalte zwischen 0.0 und 0.5 % sowie die Sauerstoffpuffer NNO und QFM gewählt. Die aus den Kumulatgesteinen abgeleitete Kristallisationsfolge ließ sich am besten im Druckbereich von 4 bis 6 kbar nachvollziehen. Ol erscheint als erste Phase, gefolgt von Pl. Bereits vor dem Erscheinen von Opx als nächster Phase endet das Kristallisationsintervall von Ol. Da der Pl bei erhöhtem Druck die Möglichkeit hat, in der Schmelze aufzusteigen (KUSHIRO 1980), können sich also Gesteine bilden, die nur Ol oder nur Opx als Kumulusminerale enthalten.

6. Folgerungen

Mit ihren initialen Sr- und Nd-Isotopenverhältnissen ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7025$ bis 0.7040 bzw. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51201 \pm 9$, MIETHIG 1994) fallen die Gabbros in den Bereich primärer basaltischer Magmen. Das niedrige initiale $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sowie die geringen Gehalte an K und Rb zeigen an, dass kein nennenswerter Austausch mit kontinentaler (granitischer) Kruste stattgefunden hat. Austausch mit basaltischer Kruste in größerem Umfang kann anhand dieser Daten nicht ausgeschlossen werden. Die hohen scheinbaren Sm-Nd Isochronenalter von etwa 700 Ma können auf einen derartigen Vorgang zurückgehen. Der geringe Gehalt an H₂O, der zum postmagmatischen Wachstum von Hornblende in den Gabbros geführt hat, stammt eventuell ebenfalls aus der Interaktion mit dem Nebengestein.

Das SEE-Muster der vermuteten Ausgangsschmelze der VS Intrusion ist flach und weist keine Eu-Anomalie auf. Ähnliche SEE-Muster kann man bei Basalten unterschiedlicher Herkunft (MORB, Ozeaninseln, Inselbogen, Kontinent) finden. Sieht man von den hochgradig mobilen Elementen Ba und Rb ab, so zeigt sich im Spider-Diagramm (Abb. 6) am ehesten eine Ähnlichkeit mit Ozeanbodenbasalten. Eine derartige Zuordnung ist aber nicht vereinbar mit der Tatsache, dass die Gabbros in cadomisch deformierte, kontinentale Kruste intrudiert sind.

Die Mg-Zahl = 63 der primitiveren VS Mikrogabbros liegt im Bereich von normalen MORB und Inselbogen-Tholeiiten (meist zwischen 62 und 67), ist aber höher als gängige Werte kontinentaler Basalte (Mg-Zahl meist zwischen 40 und 60). Für die Ausgangsschmelzen mafischer kontinentaler Intrusionen wurden ebenfalls meist

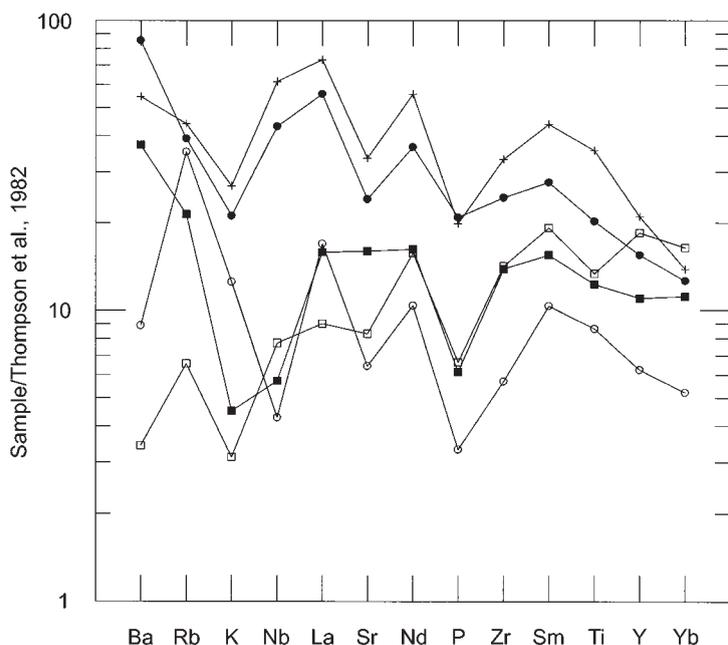


Abb. 6. Spiderdiagramm.

Vergleich von VS Mikrogabbro (Mittel aus TP 2-812 und TP 2-860, volles Quadrat) mit gemittelten Werten für MORB (leeres Quadrat; nach HUMPHRIS et al. 1985), Ozeaninseltholeiit (Kreuz; nach THOMPSON 1984), Inselbogentholeiit (leerer Kreis; nach SUN 1980) und kontinentalen Tholeiit (voller Kreis; nach THOMPSON et al. 1983). Die Normierungswerte sind aus THOMPSON (1982) entnommen.

Mg-Zahlen unter 63 ermittelt (Tab. 2). Die Mg-Zahl des VS Mikrogabbros zeigt, dass keine starke Fraktionierung mafischer Minerale aus einer primitiveren Schmelze vorangegangen sein kann: Entzug von nur 10 % Olivin aus einer primären Schmelze mit einer Mg-Zahl von 70 könnte die Mg-Zahl 63 der Mikrogabbros herbeiführen.

In den Abbildung 2 bis 5 a ist die Probe 20/BO aus BABŮREK (1999) einbezogen. Sie wird zur VS Intrusion gerechnet und als „mittelkörniger Diorit von Hyrsov“ bezeichnet. Im bayerischen Teil der VS Intrusion kommen Diorite nicht vor. Nach dem Nomenklatorschema in BABŮREK (1999) handelt es sich bei der Probe 20/BO um einen Gabbro. In seiner Zusammensetzung hat er auffallende Ähnlichkeit mit den VS und NE Mikrogabbros, insbesondere im Hinblick auf das SEE-Muster (Abb. 5 a). Auch wenn nicht der gesamte „Diorit“-Körper von Všeruby diese Zusammensetzung aufweist (eine zweite Probe aus diesem Körper in BABŮREK (1999) ist stärker fraktioniert), scheint es angesichts des mittelkörnigen Gefüges möglich, dass dieser Magmatyp in größeren Massen gefördert wurde. Das erhöht die Wahrscheinlichkeit, dass dieses Magma die Ausgangsschmelze für die VS Intrusion darstellt.

Bei einem Al_2O_3 -Gehalt von 17.0 % (H_2O -frei) fallen die Mikrogabbros gerade noch in das Feld der High-alumina Basalte nach MIDDLEMOST (1975) und auf die Grenze zwischen den Feldern für Tholeiite und High-alumina Basalte nach KUNO (1968). Nach der Einteilung von EMSLIE (1980) liegen sie deutlich oberhalb des Grenzwertes von 16 % Al_2O_3 zwischen low- und high-Al-Gabbros. Al-reiche basaltische Schmelzen sind öfters als Ausgangsschmelzen von Anorthositen angesehen worden

(ASHWAL 1993). Abgesehen von einigen Leukogabbros besteht in den Intrusionen von VS und NE weiter kein Bezug zu Anorthositen. Deutlicher ist dieser Bezug in der benachbarten Intrusion vom Teufelsberg (PROPACH 2003).

Als Ursache für den granitoiden Magmatismus im Mittleren Kambrium diskutieren ZULAUF et al. (1997) anhand des Granits von Tesovice und des Trondhjemit von Mračnice das beginnende Rifting im Zuge der Trennung des Teplá-Barrandiums (Teil von Armorica) von Gondwana. Dieser Vorgang kann auch zur Bildung der basischen Schmelzen im Oberen Mantel geführt haben, die jetzt in Form von Gabbros und zugehörigen Kumulaten vorliegen.

Danksagung: Die Arbeiten an diesem Thema wurden zwei Jahre lang von der Deutschen Forschungsgemeinschaft gefördert. Cand.geol. WERNER SCHMIDL und MATTHIAS WILLBOLD haben die Berechnungen ausgeführt und die Graphiken erstellt. Der Präsident des Bayerischen Geologischen Landesamtes, Prof. Dr. H. SCHMID hat die Zustimmung zur Analyse von 20 Proben auf die Seltenen Erdelemente durch Dr. E. LINHARDT gegeben. Dr. D. ROSE (Regensburg) hat unveröffentlichte Analysen und Kernmaterial der Bohrungen Seugn Hof 1 und 2 zur Verfügung gestellt. Dr. U. SCHÜSSLER (Würzburg) hat die Erlaubnis gegeben, Analysen aus der unveröffentlichten Diplomarbeit von B. LOHOFF zu verwenden. Die mit TP gekennzeichneten Analysen sind von Dr. CURD BUES, THOMAS PFEIFFER und THOMAS DORFNER ausgeführt worden.

7. Literatur

- ARISKIN, A. A., FRENKEL, M. Y., BAMINA G. S. & NIELSEN R. L. (1993): Comagmat: a FORTRAN program to model magma differentiation processes. – *Comput. Geosci.*, **19**: 1155–1170, New York.
- ASHWAL, L. D. (1993): Anorthosites. – 422 S., Berlin (Springer).
- BABŮREK, J. (1999): Basic and ultrabasic rocks at the Bohemicum/Moldanubicum boundary along the Central Bohemian fault. – *Krystalinikum*, **25**: 9–35, Brno.
- BERGT, W. (1905): Das Gabbromassiv im bayerisch-böhmischen Grenzgebirge. – *Sitz. Ber. Kgl. Preuss. Akad. Wiss., phys.-math. Kl.*, 6. 4. 1905: 1–11, Berlin.
- BLUNDY, J. & HOLLAND, T. (1990): Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **104**: 208–224, Heidelberg.
- BUES, C. C. (1992): Geologie und Petrographie der Intrusiv- und Rahmengesteine der Gabbroamphibolitmasse von Neukirchen b. Hl. Blut (Nordostbayern). – *Diss. Univ. München*, 151 S., München.
- BUES, C. C. (1993): Mineralchemie und Geothermobarometrie der Intrusivgesteine der Gabbroamphibolitmasse von Neukirchen b. Hl. Blut (Nordbayern). – *Geologica Bavarica*, **98**: 119–151, München.
- BUES, C. C. & TROLL, G. (1991): Geologie und Petrographie der Intrusiv- und Rahmengesteine der Gabbroamphibolitmasse von Neukirchen b. Hl. Blut (Nordostbayern). – *Geologica Bavarica*, **96**: 29–50, München.
- DALLMEYER, R. D. & URBAN, M. (1994): Variscan vs. Cadomian tectonothermal evolution within the Teplá-Barrandium zone, Bohemian massif, Czech Republic: evidence from ⁴⁰Ar/³⁹Ar mineral and whole rock slate/phyllite ages. – *J. Czech Geol. Soc.*, **39**: 21–22, Prag.
- DÖRR, W., FIALA, J., FRANKE, W., HAACK, U., PHILIPPE, S., SCHASTOK, J., SCHEUVENS, D., VEJNAR, Z., ZULAUF, G. (1998): Cambrian vs. Variscan tectonothermal evolution within the Teplá-Barrandian: evidence from U-Pb zircon ages of syn-tectonic plutons. (Bohemian Massif, Czech Republic). – *Acta. Univ. Carolinae – Geologica*, 1998, **42**: 229–230, Prag.
- EMSLIE, R. F. (1980): Geology and petrology of the Harp Lake complex, Central Labrador: an example of Elsonian magmatism. – *Geol. Surv. Can. Bull.*, **293**: 136 S., Ottawa.

- EVENSEN, N.M., HAMILTON, P.J., & O'NIONS R.K. (1978): Rare earth abundances in chondritic meteorites. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **42**: 1199–1212, Oxford.
- FISCHER, G. (1929): Die Gabbroamphibolitmasse von Neukirchen a. hl. Blut und ihr Rahmen. – *N. Jb. Mineral.*, **60**: 251–362, Stuttgart.
- FUJIMAKI, H., TATSUMOTO, M., & AOKI, K. (1984): Partition coefficients of Hf, Zr, and REE between phenocrysts and groundmasses. – *Proc. 14th lunar and planet. sci. conf., part 2.* – *J. Geophys. Res.*, **89**: Suppl. B 662 – B 672, Washington, D.C.
- GERS, U. (1988): Petrographische und geochemische Untersuchungen zur Gabbro-Amphibolitmasse von Neukirchen bei Hl.Blut, Nordost-Bayern. – *Diss. Univ. Hamburg*, 99 S., Hamburg.
- GLODNY, J., GRAUERT, B., FIALA, J., VEJNAR, Z. & KROHE, A. (1998): Metapegmatites in the western Bohemian massif: ages of crystallisation and metamorphic overprint, as constrained by U-Pb zircon, monazite, garnet, columbite and Rb-Sr muscovite data. – *Geol. Rdsch.*, **87**: 124–134, Berlin.
- GROVE, T.L., GERLACH, D.C. & SANDO, T.W. (1982): Origin of late calc-alkaline series lavas at Medicine Lake volcano by fractionation, assimilation and mixing. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **80**: 160–182, Berlin.
- HELFERICH, S., VEJNAR, Z. & ZULAUF, G. (1994): Cadomian garnets in tilted crust of the Domazlice crystalline unit (Bohemian massif, Czech republic). – *J. Czech Geol. Soc.*, **40**: 13–14, Prag.
- HELZ, R.T. (1995): The Stillwater complex, Montana: A subvolcanic magma chamber? – *Am. Miner.*, **80**: 1343–1346, Washington D.C.
- HESS, H. H. (1960): Stillwater igneous complex, Montana. – *Geol. Soc. Am. Mem.*, **80**: 230 pp., Princeton.
- HOOVER, J.D. (1989): The chilled marginal gabbro and other contact rocks of the Skaergard intrusion. – *J. Petrol.*, **30**: 441–476, Oxford.
- HUMPHRIS, S.E., THOMPSON, G., SCHILLING, J.G. & KINGSLEY, R.A. (1985): Petrological and geochemical variations along the Mid-Atlantic ridge between 46°S and 32°S: influence of the Tristan da Cunha mantle plume. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **49**: 1445–1464, Oxford.
- IRVINE, T.N. (1970): Crystallisation sequences in the Muskox intrusion and other layered intrusions. 1. Olivine-pyroxene-plagioclase relations. – *Spec. Publ. Geol. Soc. S. Africa*, **1**: 441–476, Johannesburg.
- IRVINE, T.N. (1979): Rocks whose composition is determined by crystal accumulation and sorting. -- In: YODER JR., H. S. [Hrsg.]: *The evolution of the crystalline rocks.* – p. 243–306, Princeton, New Jersey (Princeton Univ. Press).
- IRVING, A.J. (1978): A review of experimental studies of crystal/liquid trace element partitioning.– *Geochim. Cosmochim. Acta*, **42**: 743–770, Oxford.
- KRETZ R, P. JONES, P. & HARTREE, R. (1989): Grenville metagabbro complexes of the Otter Lake area, Quebec. – *Can. J. Earth Sci.*, **26**: 215–230.
- KREUZER, H., VEJNAR, Z., SCHÜSSLER, U., OKRUSCH, M & SEIDEL, E. (1988): K-Ar dating in the Teplá Domazlice zone at the western margin of the Bohemian massif. – In: KUKAL Z. [Hrsg.]: *Proc. 1st. Int. Geol. Conf. Bohemian massif*, 68–175, Prag.
- KUNO, H. (1968): Differentiation of basalt magmas. – In: HESS, H.H. & POLDERVART, A. [Hrsg.]: *Basalts: The Poldervart treatise on rocks of basaltic composition.* – Interscience, **2**: 623–688, New York.
- KUSHIRO, J. (1980): Viscosity, density, and structure of silicate melts at high pressures, and their petrological applications. – In: HARGRAVES R.B. [Hrsg.]: *Physics of magmatic processes* – p. 93–120, Princeton, New Jersey (Princeton Univ. Press).

- LOHOFF, B. (1990): Petrographie und Geochemie von Metabasiten der Gabbroamphibolitmasse Neukirchen/Kdyne. – Dipl.-Arb., Mineralog. Institut Univ. Würzburg, 86 S., Würzburg. – [unveröff.]
- MIDDLEMOST, E. A. K. (1975): The basalt clan. – *Earth Sci. Rev.*, **11**: 337–364, Amsterdam.
- MIETHIG, A. (1994): Sr- und Nd-Isotopensystematik an den Gesteinen der Gabbroamphibolitmasse von Neukirchen bei HI. Blut – Kdyne. – Diss. Univ. München, 130 S., München.
- MORSE, S.A. (1981): Kiglapait geochemistry IV: The major elements. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **45**: 461–479, Oxford.
- MORSE, S.A. & NOLAN, K.M. (1985): Kiglapait geochemistry VII: Yttrium and the rare earth elements. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **49**: 1621–1644, Oxford.
- NOLAN, K.M. & MORSE, S.A. (1986): Marginal rocks resembling the estimated bulk composition of the Kiglapait intrusion. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **50**: 2381–2386, Oxford.
- PROPACH, G. (2003): Similarities between the Teufelsberg intrusion (southern Teplá–Barrandian, Bohemian Massif), and the massif-type anorthosites. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* – [im Druck]
- PROPACH, G. & PFEIFFER, T. (1998): Ocean floor basalt, not continental gabbro: a reinterpretation of the Hoher Bogen amphibolites, Teplá–Barrandian, Bohemian massif. – *Geol. Rdsch.*, **87**: 303–313, Berlin.
- ROHRMÜLLER, J. (2003): Die Forschungsbohrung Rittsteig - Geologischer Rahmen, Geologisches Profil und Geochemie. – *Geologica Bavarica*, **107**: 5–29, München.
- ROLLINSON, H. (1993): Using geochemical data. – 352 S., Harlow (Longman).
- ROSE, D. (1990): Nickel-Kupfer-Mineralisation in Gesteinen der Schrägbohrung „Seugnhofer 6643-1“. – In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.]: Erkundung mineralischer Rohstoffe in Bayern – S. 33–34, München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- SCHÜSSLER, U., VEJNAR, Z., OKRUSCH, M., ROSE, D. & SEIDEL, F. (1988): Geochemistry of metabasites and gabbroic rocks from the Teplá – Domaslice zone. – In: KUKAL, Z. [Hrsg.]: Proc. 1st Int. Conf. Bohemian massif: 247–256, Prag.
- SIEBEL, W., BREITER, K., WENDT, I., HÖHNDORF, A., HENJES-KUNST, F. & RENÉ, M. (1999): Petrogenesis of contrasting granitoid plutons in western Bohemia (Czech Republic). – *Mineral. Petrol.*, **65**: 207–235, Wien.
- SPEAR, F.S. (1981): An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite. – *Amer. J. Sci.*, **281**: 697–734, New Haven.
- SUN, S.S. (1980): Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. – *Phil. Trans. R. Soc.*, **A297**: 409–445, London.
- TEGNER, C., WILSON, J.R. & BROOKS, C.K. (1993): Intraplutonic quench zones in the Kap Edward Holm layered gabbro complex, East Greenland. – *J. Petrol.*, **34**: 681–710, Oxford.
- THOMPSON, R.N. (1982): British Tertiary volcanic province. – *Scott. J. Geol.*, **18**: 49–107, Edinburgh.
- THOMPSON, R.N., MORRISON, M.A., DICKIN, A.P. & HENDRY, G.L. (1983): Continental flood basalts... arachnids rule OK? – In: HAWKSWORTH, C.J. & NORRIS, M.J. [Hrsg.]: Continental basalts and mantle xenoliths., 158–185, Shiva, Nantwich.
- THOMPSON, R.N., MORRISON, M.A., HENDRY, G.L. & PARRY, G.L. (1984): An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. – *Phil. Trans. R. Soc.*, **A310**: 549–590, London.
- VEJNAR, Z. (1986): The Kdyne massif, south-west Bohemia – a tectonically modified basic layered intrusion. – *Sbor. geol. ved., Geologie*, **41**: 39–67, Prag.
- VEJNAR, Z. (1990): Kontaktní dvur kdynského masívu v jihozápadních Čechách. – *Sbor. geol. ved. Geologie*, **45**: 9–35, Prag.

- VOGEL, D.C., KEAYS, R.R., JAMES, R.S., & REEVERS, S.J. (1999): The geochemistry and petrogenesis of the Agnew intrusion, Canada: a product of S-undersaturated, high-Al and low-Ti tholeiitic magmas. – *J. Petrol.*, **40**: 423–450, Oxford.
- WEGER, M. & MASCH, L. (1999): Deformation mechanisms of lower crustal amphibolites: Inferences from strain geometry, microstructures and mineral compositions of the Hoher Bogen shear zone (western Bohemian Massiv). – *Beih. Eur. J. Mineral.*, **11**: 240, Stuttgart.
- WHITNEY, P.R. & MCLELLAND, J.M. (1973) Origin of coronas in metagabbros of the Adirondack Mts., N.Y. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **39**: 81–98, Berlin.
- WILSON, R., ESBENSEN, K.H., & THY, P (1981): Igneous petrology of the synorogenic Fongen-Hyllingen layered basic complex, South-central Scandinavian Caledonides. – *J. Petrol.*, **22**: 584–627, Oxford.
- ZULAUF, G., DÖRR, W., FIALA, J., & VEJNAR, Z. (1997): Late Cadomian crustal tilting and Cambrian transtension in the Teplá-Barrandian unit (Bohemian Massif, Central European Variscides). – *Geol. Rundsch.*, **86**: 571–584, Berlin.

8. Anhang

Chemische Analysen der Proben aus den Intrusionen von Všeruby und Neukirchen. Die Analysen sind nach steigenden MgO-Werten angeordnet. Die Buchstaben vor den Nummern weisen auf die Quellen hin. BL: LOHOFF (1990). DR: DR. D. ROSE, Institut für Angewandte Mineralogie, Universität Regensburg. JB: BABŮREK (1999). TP: T. PFEIFFER, IMPG. UG: GERS (1988). US: SCHÜSSLER et al. (1988). Die Ziffern 1 bzw. 2 in den Bezeichnungen der VS-Proben kennzeichnen Proben aus den Bohrungen Seughof 1 bzw. 2. Die nachfolgenden Zahlen geben die Kernlänge in Dezimeter an (z. B. 1–880 bedeutet: Bohrung Seughof 1, Kernlänge 88.0 m). Die Bohrkern sind freundlicherweise von DR. ROSE zur Verfügung gestellt worden, analysiert wurden sie von T. PFEIFFER.

Angaben zu den Fundorten finden sich in den zitierten Arbeiten und bei BUES (1992). Fehlende Werte (nicht analysiert) sind mit einem kurzen Strich (–) gekennzeichnet.

Všeruby

Probe	2-930	B20B	2-940	1-821g	2-812	2-860	DR2-88	BL22	1-881	2-851	2-835
SiO ₂	48,2	51,01	47,57	49,06	49,04	48,07	48,93	49,7	50,77	50,09	49,59
TiO ₂	2,14	2,15	2,28	0,23	1,23	1,26	1,35	0,16	0,26	0,22	0,23
Al ₂ O ₃	15,95	14,99	15,76	20,02	17,04	16,23	16,01	19,7	18,16	18,04	18,22
Fe ₂ O ₃	1,82	0,78	1,87	0,77	1,34	1,47	1,57	0,67	0,7	0,83	0,79
FeO	9,28	9,94	9,53	3,91	6,83	7,5	7,99	3,44	3,59	4,25	4,05
MnO	0,2	0,21	0,21	0,08	0,16	0,17	0,17	0,08	0,1	0,1	0,1
MgO	6,77	6,98	7,09	7,55	7,78	8,56	8,61	9,1	9,13	9,62	9,63
CaO	9,11	9,39	9,71	11,5	10,42	10,07	10,09	11,8	11,72	10,74	11,37
Na ₂ O	3,09	2,68	2,87	2,46	2,66	2,69	2,68	2,28	2,35	2,38	2,13
K ₂ O	0,38	0,18	0,15	0,04	0,08	0,17	0,21	0,07	0	0,05	0
P ₂ O ₅	0,25	0,31	0,25	0	0,13	0,13	0,14	0,05	0	0,01	0
GV	0,86	–	0,89	2,62	1,22	1,84	–	1,92	1,57	2,06	2,3
Total	98,05	100,1	98,18	98,24	97,93	98,16	97,75	98,97	98,35	98,39	98,41
Mg#	52,5	55,5	52,98	74,53	63,31	63,37	62,02	80,04	79,4	77,44	78,25
Cr	53	125	75	320	320	350	323	578	466	347	357
Ni	43	35	54	138	61	101	87	176	99	75	64
V	248	272	276	244	236	227	0	158	320	307	340
Zn	74	119	74	18	49	66	0	0	25	38	27
Rb	11	–	8	1	7	8	5	1	1	14	1
Ba	246	150	197	31	125	135	127	12	30	64	35
Sr	196	220	190	305	206	171	178	286	285	232	253
Nb	0	–	0	0	0	0	0	4	0	3	0
Zr	171	–	168	19	94	96	106	25	19	15	18
Y	25	25,07	25	18	22	22	28	11	18	18	18
Q	0	1,99	0	0	0	0	0	0	0	0	0
C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Or	2,31	1,08	0,91	0,25	0,49	1,04	1,27	0,43	0	0,31	0
Ab	26,88	22,97	24,94	21,75	23,25	23,61	23,18	19,86	20,53	20,89	18,73
An	29,33	28,7	30,48	45,41	35,45	32,89	31,72	44,59	40,26	39,82	41,74
Ne	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Di	12,86	13,71	14,38	11,45	13,96	14,76	15,16	12,32	15,81	12,35	13,55
Hy	13,75	25,57	14,28	16,07	18,74	13,23	15,43	16,33	21,38	21,51	21,49
Ol	7,66	0	7,47	3,56	3,57	9,68	8,2	5,15	0,56	3,54	2,95
Mt	2,47	1,15	2,53	1,05	1,82	2,01	2,11	0,91	0,95	1,13	1,08
Il	4,18	4,14	4,45	0,46	2,42	2,49	2,62	0,31	0,51	0,43	0,45
Ap	0,56	0,7	0,56	0	0,29	0,29	0,31	0,11	0	0,02	0

Všeruby

Probe	1-920	2-631	BL19	BL20	1-830	1-850	2-590	2-980	1-821f	2-775
SiO ₂	49,55	50,14	51,2	50,7	50,4	50,52	47,47	50,03	50,09	49,97
TiO ₂	0,28	0,26	0,26	0,3	0,31	0,29	0,17	0,3	0,32	0,25
Al ₂ O ₃	16,27	17,71	16,4	14,5	15,7	16	18,51	14,06	14,36	15,82
Fe ₂ O ₃	0,72	0,72	0,81	0,9	0,84	0,92	0,97	1,01	0,98	0,94
FeO	3,7	3,69	4,12	4,57	4,28	4,69	4,95	5,17	5,01	4,79
MnO	0,1	0,1	0,11	0,12	0,12	0,12	0,09	0,14	0,13	0,1
MgO	9,81	10,18	10,6	10,65	11,13	11,39	11,63	12,13	12,16	12,18
CaO	12,78	11,98	12	12,2	11,76	10,94	10,6	10,64	11,56	10,03
Na ₂ O	1,91	1,84	1,65	1,72	1,62	1,99	1,85	1,86	1,41	1,66
K ₂ O	0,09	0,04	0,03	0,04	0	0,03	0,06	0,32	0	0
P ₂ O ₅	0	0	0,04	0,04	0	0	0,01	0	0	0
GV	3,09	1,53	1,81	1,98	1,48	1,86	2,25	-	2,39	2,76
Total	98,3	98,19	99,03	97,72	97,64	98,75	98,56	95,66	98,41	98,5
Mg#	80,09	80,71	79,6	77,94	79,77	78,63	78,07	78,04	78,62	79,4
Cr	676	1084	492	533	540	538	599	641	602	456
Ni	70	112	117	59	107	121	191	56	152	82
V	401	293	354	407	411	367	169	383	440	363
Zn	22	20	0	0	30	31	41	49	32	31
Rb	1	1	1	1	1	1	7	1	1	1
Ba	75	43	16	0	33	39	43	121	46	21
Sr	256	254	267	224	217	230	248	163	192	181
Nb	0	0	5	5	0	0	4	0	0	0
Zr	16	15	24	47	21	18	16	23	20	17
Y	18	18	13	13	18	18	18	20	18	18
Q	0	0	1,71	1,35	0,86	0	0	0	0,44	0
C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Or	0,56	0,24	0,18	0,25	0	0,18	0,37	1,98	0	0
Ab	16,96	16,09	14,35	15,19	14,24	17,36	16,24	16,44	12,41	14,66
An	37,31	41,29	38,28	33,11	36,95	35,72	43,6	30,36	34,18	37,27
Ne	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Di	23,33	16,09	18,11	23,86	18,91	16,21	8,77	19,83	20,39	11,74
Hy	18,43	24,35	25,68	24,34	27,28	26,23	15,84	24,73	30,59	34,52
Ol	1,86	0,45	0	0	0	2,49	13,51	4,68	0	0,03
Mt	1	0,98	1,09	1,23	1,14	1,24	1,32	1,39	1,34	1,29
Il	0,56	0,51	0,51	0,6	0,61	0,57	0,34	0,6	0,63	0,5
Ap	0	0	0,09	0,09	0	0	0,02	0	0	0

Všeruby

Probe	2-564	DR1-715	BL84	DR2-435	1-541	2-680	1-750	2-160	2-350	1-723
SiO ₂	48,97	49,2	50,9	48,54	49,18	46,66	49,64	51,76	51,05	50,5
TiO ₂	0,2	0,32	0,3	0,22	0,47	0,17	0,3	0,33	0,31	0,42
Al ₂ O ₃	18,07	12,56	13,1	17,38	11,43	14,5	11,14	10,78	10,5	8,33
Fe ₂ O ₃	0,96	1,58	1,28	0,92	1,09	1,32	1,29	1,26	1,25	1,42
FeO	4,87	8,03	6,51	4,7	5,54	6,75	6,56	6,44	6,4	7,22
MnO	0,11	0,15	0,15	0,1	0,13	0,12	0,16	0,16	0,14	0,18
MgO	12,47	12,56	12,9	12,97	14,46	15,9	16,36	16,78	17,52	17,52
CaO	10,43	9,2	10,4	11,61	10,45	8,25	7,08	8,47	8,82	9,71
Na ₂ O	1,85	2	1,43	1,81	0,99	1,29	0,96	1,22	0,93	0,73
K ₂ O	0	0,16	0,01	0,04	0,71	0,05	0,03	0	0	0
P ₂ O ₅	0	0,02	0,08	0,01	0	0,01	0	0	0,01	0
GV	0,72	-	1,26	-	2,1	2,97	3,17	0,85	0,77	1,9
Total	98,65	95,78	98,32	98,3	96,55	97,99	96,69	98,05	97,7	97,93
Mg#	79,5	70,32	75,01	80,68	79,82	78,12	79,08	79,78	80,58	78,61
Cr	714	537	601	1039	2347	654	705	732	2113	882
Ni	161	210	131	183	143	275	175	93	197	143
V	200	0	414	0	480	166	386	475	330	637
Zn	31	0	0	0	33	52	51	42	49	43
Rb	1	1	1	1	16	16	1	1	13	1
Ba	26	78	10	36	239	43	31	51	32	31
Sr	261	190	174	249	132	173	124	136	123	89
Nb	0	0	5	0	0	6	0	0	4	0
Zr	17	11	26	3	29	21	20	18	17	21
Y	18	7	12	6	19	18	18	18	18	19
Q	0	0	0,91	0	0	0	1,28	0,38	0	0
C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Or	0	0,99	0,06	0,24	4,45	0,31	0,19	0	0	0
Ab	15,97	17,65	12,46	15,57	8,86	11,48	8,68	10,61	8,11	6,43
An	41,83	25,89	30,16	39,82	26,07	35,36	27,78	24,61	25,23	20,24
Ne	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Di	8,8	17,46	18,06	14,92	22,96	6,14	7,82	14,85	15,82	23,88
Hy	20,89	26,51	35,86	12,45	31,08	28,11	51,84	47,2	47,98	46,48
Ol	10,84	8,65	0	15,33	4,13	16,41	0	0	0,54	0,2
Mt	1,28	2,16	1,73	1,23	1,51	1,83	1,81	1,71	1,7	1,94
Il	0,39	0,63	0,59	0,43	0,95	0,34	0,61	0,65	0,61	0,83
Ap	0	0,05	0,18	0,02	0	0,02	0	0	0,02	0

Všeruby

Probe	2-390	2-338	2-411	2-400	2-290	2-303	1-660	1-780	DR1-525	1-450
SiO ₂	51,03	51,07	49,53	51,34	51,42	51,3	49,01	48,55	39,18	35,3
TiO ₂	0,32	0,31	0,31	0,3	0,31	0,33	0,44	0,36	0,18	0,13
Al ₂ O ₃	10,37	9,72	8,65	8,5	7,38	7,26	4,66	2,71	7,1	5,12
Fe ₂ O ₃	1,26	1,24	1,24	1,4	1,48	1,45	1,96	1,99	1,93	1,77
FeO	6,43	6,31	6,34	7,12	7,56	7,38	9,98	10,17	9,85	9,04
MnO	0,14	0,16	0,16	0,17	0,17	0,18	0,21	0,21	0,18	0,17
MgO	17,56	18,68	19,31	20,93	21,16	21,49	23,69	24,3	25,32	25,33
CaO	9,06	7,95	7,65	6,44	5,72	5,89	3,14	2,54	5,82	4,09
Na ₂ O	0,94	0,83	0,63	0,65	0,56	0,74	0,36	0,05	0,3	0
K ₂ O	0	0	0	0	0	0	0	0	0,06	0
P ₂ O ₅	0,01	0	0	0	0,01	0	0	0	0,02	0
GV	0,78	0,37	3,41	0,36	1,25	1,43	2,63	3,73	-	12,67
Total	97,9	96,64	97,23	97,21	97,02	97,45	96,08	94,61	89,94	93,62
Mg#	80,54	81,77	82,18	81,66	80,92	81,53	78,24	78,36	79,56	80,94
Cr	2295	2350	2519	2263	1722	1858	1586	630	1207	792
Ni	217	162	308	336	316	293	497	134	902	366
V	351	339	355	334	324	363	354	459	0	93
Zn	46	48	41	51	62	56	70	78	0	69
Rb	7	1	1	1	9	1	1	1	1	1
Ba	31	22	10	20	22	16	34	18	23	0
Sr	124	120	85	103	73	72	42	10	46	47
Nb	4	0	0	0	5	0	0	0	0	0
Zr	17	19	18	19	18	19	27	19	16	18
Y	18	18	18	18	18	18	19	18	5	18
Q	0	0	0	0	0,75	0	0	0	0	0
C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Or	0	0	0	0	0	0	0	0	0,39	0
Ab	8,18	7,29	5,68	5,67	4,94	6,52	3,26	0,47	2,82	0
An	24,77	23,66	22,12	20,92	18,39	17,16	11,87	7,88	19,83	17,25
Ne	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Di	17,09	13,77	14,57	9,61	8,91	10,57	3,84	4,78	9,7	6,24
Hy	46,23	52,93	53,66	59,86	64,34	61,18	72	82,45	12,25	20,25
Ol	1,38	0,05	1,6	1,45	0	1,95	5,38	0,78	51,75	53,08
Mt	1,71	1,69	1,74	1,9	2,04	1,98	2,76	2,89	2,83	2,88
Il	0,63	0,61	0,63	0,59	0,62	0,65	0,89	0,75	0,38	0,31
Ap	0,02	0	0	0	0,02	0	0	0	0,05	0

Všeruby

Probe	1-470	DR1-645	DR1-515	DR1-635	DR1-505	1-625	DR1-495	DR1-625
SiO ₂	40,73	42,86	40,54	39,62	39,38	41,75	37,06	41,86
TiO ₂	0,15	0,24	0,12	0,2	0,14	0,31	0,18	0,24
Al ₂ O ₃	7,16	4,78	6,36	5	4,6	1,98	4,16	3,2
Fe ₂ O ₃	1,96	2,27	2,2	2,3	2,41	2,32	2,35	2,44
FeO	10	11,59	11,2	11,71	12,28	11,84	11,97	12,44
MnO	0,19	0,23	0,2	0,22	0,19	0,2	0,2	0,22
MgO	25,63	28,34	28,72	28,9	30,26	30,26	30,48	30,78
CaO	4,74	3,74	3,68	3,92	2,84	3,57	2,96	3,36
Na ₂ O	0,74	0,74	0,74	0,76	0,64	0,09	0,28	0,56
K ₂ O	0	0,04	0,04	0,04	0,02	0	0,04	0,02
P ₂ O ₅	0	0,02	0,02	0,02	0,02	0	0,02	0,02
GV	5,43	-	-	-	-	3,65	-	-
Total	96,73	94,84	93,82	92,69	92,78	95,97	89,7	95,14
Mg#	79,52	78,74	79,52	78,68	78,88	79,48	79,41	78,93
Cr	1186	1567	753	2029	831	2047	1950	1867
Ni	702	815	892	793	878	1055	887	758
V	117	0	0	0	0	227	0	0
Zn	72	0	0	0	0	80	0	0
Rb	1	1	1	1	1	1	1	4
Ba	12	18	12	6	12	10	13	21
Sr	102	61	88	68	65	10	39	41
Nb	0	0	0	0	0	0	0	0
Zr	20	19	13	17	16	25	20	21
Y	18	5	3	5	4	18	5	6
Q	0	0	0	0	0	0	0	0
C	0	0	0	0	0	0	0	0
Or	0	0,25	0,25	0,26	0,13	0	0,26	0,12
Ab	6,85	6,6	6,67	6,93	5,83	0,82	2,64	4,98
An	17,75	10,12	14,82	10,9	10,36	5,41	11,11	6,47
Ne	0	0	0	0	0	0	0	0
Di	6,4	7,45	3,61	7,95	3,76	10,98	4,1	8,72
Hy	15,12	20,9	10,39	5,5	9,56	29,22	7,63	16,92
Ol	50,74	51,01	60,89	64,74	66,61	49,61	70,37	58,88
Mt	2,83	3,16	3,09	3,27	3,42	3,31	3,45	3,38
Il	0,31	0,48	0,24	0,41	0,29	0,64	0,38	0,48
Ap	0	0,05	0,05	0,05	0,05	0	0,05	0,05

Neukirchen

Probe	TP083	TP099	UG38-1	TP082	TP049	TP077A	TP076	UG34-3
SiO ₂	48,32	48,59	47,15	47,92	48,26	48,17	50,13	50,07
TiO ₂	0,28	2	1,02	0,31	0,37	0,31	0,39	0,33
Al ₂ O ₃	22,75	15,39	19,61	20,7	17,45	18,34	17,95	19,16
Fe ₂ O ₃	0,59	1,81	1,04	0,64	1,01	1,05	0,92	0,8
FeO	3,01	9,24	5,32	3,29	5,13	5,36	4,7	4,06
MnO	0,07	0,21	0,11	0,07	0,11	0,12	0,11	0,09
MgO	6,54	7,25	7,38	8,12	8,23	8,49	8,55	8,57
CaO	12,77	9,16	12,39	12,86	10,89	10,88	11,1	11,2
Na ₂ O	2,46	2,3	2,34	2,16	2,82	2,85	2,65	2,51
K ₂ O	0,01	0,11	0,11	0,02	0,04	0,04	0,02	0,44
P ₂ O ₅	0,02	0,15	0,03	0,02	0,01	0,01	0	0,19
GV	1,62	-	1,56	2,37	1,34	2,05	1,19	1,44
Total	98,44	96,21	98,06	98,48	95,66	97,67	97,71	98,86
Mg#	76,72	54,29	67,77	78,9	70,87	70,61	73,39	76,17
Cr	391	135	266	687	73	253	228	562
Ni	92	38	112	114	51	188	104	63
V	70	356	158	100	175	139	140	145
Zn	26	81	42	28	36	39	28	34
Rb	13	1	10	13	14	12	1	20
Ba	43	257	25	35	56	66	58	116
Sr	241	177	130	209	226	230	220	229
Nb	2	0	0	4	6	5	0	5
Zr	24	25	34	21	24	18	27	15
Y	18	20	16	19	19	18	19	13
Q	0	1,93	0	0	0	0	0	0
C	0	0	0	0	0	0	0	0
Or	0,06	0,68	0,67	0,12	0,25	0,25	0,12	2,67
Ab	21,47	20,02	20,49	18,99	25,27	25,19	23,2	21,78
An	52,62	32,54	44,18	48,56	36,89	38,79	38,31	40,72
Ne	0	0	0	0	0	0	0	0
Di	10,16	11,28	15,58	14,11	16,36	14,18	15,04	12,14
Hy	7,43	26,36	5,44	8,68	9,36	6,23	17,45	14,52
Ol	6,78	0	10	7,9	9,54	13,13	3,72	5,91
Mt	0,88	2,73	1,56	0,97	1,55	1,59	1,38	1,19
Il	0,55	3,95	2,01	0,61	0,75	0,62	0,77	0,64
Ap	0,05	0,34	0,07	0,05	0,02	0,02	0	0,43

Neukirchen

Probe	TP079	UG32	UG43	TP078	UG33	TP086B	US325	TP086A	UG34-1	TP101
SiO ₂	50,31	50,57	50,74	47,99	49,6	46,1	47,7	46,24	48,54	47,32
TiO ₂	0,63	0,48	0,25	0,26	0,3	0,37	1,18	0,32	0,36	0,25
Al ₂ O ₃	16,43	16,51	17,93	19,6	18,96	19,09	17,3	18,49	17,63	17,92
Fe ₂ O ₃	0,83	0,85	0,65	0,92	0,84	1,07	1,41	1,1	1,03	1,22
FeO	4,23	4,32	3,32	4,71	4,31	5,45	7,19	5,6	5,26	6,21
MnO	0,11	0,11	0,07	0,09	0,1	0,12	0,15	0,12	0,11	0,13
MgO	8,74	8,9	9,25	9,41	9,54	9,55	9,86	9,86	10,02	10,03
CaO	14,42	10,98	10,64	11,18	10,26	10,84	8,79	10,89	11,91	10,09
Na ₂ O	1,06	2,13	2,6	2,43	2,41	2,31	2,75	2,23	2,07	2,3
K ₂ O	0	0,12	1,11	0	0,5	0,12	0,26	0,12	0,08	0,09
P ₂ O ₅	0,03	0,3	0,14	0,02	0,17	0,03	0,06	0,03	0,19	0
GV	1,36	1,98	1,58	2,19	1,74	2,04	1	1,9	1,82	1
Total	98,15	97,25	98,28	98,8	98,73	97,09	96,65	96,9	99,02	95,56
Mg#	75,79	75,73	80,85	75,16	77,04	72,65	67,5	72,73	74,26	70,98
Cr	716	423	730	503	426	201	129	431	250	145
Ni	91	71	290	133	143	143	146	210	104	125
V	225	223	80	102	118	75	120	78	151	111
Zn	34	34	26	32	37	50	71	55	41	40
Rb	14	8	50	12	29	13	7	14	9	1
Ba	47	73	194	34	194	40	80	54	77	45
Sr	164	181	315	194	236	174	189	175	210	216
Nb	4	7	0	6	2	0	4	0	6	0
Zr	37	18	10	23	9	28	45	26	9	21
Y	20	10	15	18	11	18	16	19	9	18
Q	4,3	2,54	0	0	0	0	0	0	0	0
C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Or	0	0,75	6,79	0	3,05	0,75	1,59	0,75	0,49	0,56
Ab	9,26	18,9	22,72	21,26	21	20,54	24,05	19,84	18	20,34
An	41,35	36,83	35,09	44,02	40,61	43,47	35,23	42,15	39,64	40,04
Ne	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Di	25,86	14,79	14,84	10,64	8,67	10,39	7,69	11,69	16,04	9,95
Hy	16,69	23,26	9,97	9,44	16,54	4,72	12,27	6,06	14,06	12,88
Ol	0	0	8,81	12,71	7,9	17,69	14,61	17,14	9,11	13,88
Mt	1,24	1,29	0,97	1,38	1,26	1,63	2,12	1,68	1,54	1,85
Il	1,24	0,96	0,49	0,51	0,59	0,74	2,32	0,64	0,7	0,5
Ap	0,07	0,69	0,32	0,05	0,38	0,07	0,14	0,07	0,43	0

Neukirchen

Probe	TP085	US324	BL50	BL49	UG42-2	TP084	TP077B	UG42-4	UG68-2	UG42-3	UG42-1
SiO ₂	48,31	49,8	48,6	48,8	45,06	49,06	48,47	42,57	45,54	38,77	36,29
TiO ₂	0,39	0,34	0,28	0,3	0,23	0,7	0,54	0,16	0,55	0,19	0,7
Al ₂ O ₃	15,65	18	17,8	16,5	18,7	13,66	12,04	13,8	8,61	6,59	1,63
Fe ₂ O ₃	1,24	1,11	0,82	1,2	0,64	1,19	1,37	1,19	1,45	1,69	2,06
FeO	6,33	5,68	4,19	6,12	3,27	6,07	6,99	6,06	7,41	8,64	10,5
MnO	0,16	0,12	0,14	0,14	0,09	0,15	0,16	0,17	0,16	0,12	0,12
MgO	10,11	10,3	10,3	10,5	10,56	10,77	12,67	18,34	22,7	28,51	35,43
CaO	11,66	8,59	11,7	10,3	14,84	13,76	12,41	9,04	7,7	4,75	0,03
Na ₂ O	1,93	2,45	2,03	2,4	1,69	1,9	1,42	1,49	0,17	0,6	0,01
K ₂ O	0,04	0,4	0,13	0,13	0,18	0	0,01	0,08	0,01	0	0
P ₂ O ₅	0	0,06	0,04	0,03	0,19	0,01	0,02	0	0,06	0	0,02
GV	0,57	1	2,64	2,99	2,66	1,14	2,11	4,47	3,83	6,04	7,67
Total	96,39	96,85	98,67	99,41	98,11	98,41	98,21	97,37	98,19	95,9	94,46
Mg#	70,74	73,3	78,82	72,22	83,04	72,9	73,3	82,1	82,27	83,34	83,64
Cr	129	135	651	255	1534	605	764	826	2101	1095	1879
Ni	66	180	131	130	373	144	304	856	889	1243	1837
V	204	49	126	153	83	271	265	48	81	54	30
Zn	36	61	0	0	29	40	44	44	55	74	75
Rb	1	13	1	1	10	12	13	6	5	4	9
Ba	51	97	32	45	42	43	57	33	5	50	9
Sr	194	175	217	205	210	118	160	138	19	39	1
Nb	0	5	6	4	0	4	5	0	7	0	0
Zr	27	46	35	31	2	33	31	0	25	0	0
Y	19	12	14	0	5	21	20	2		3	0
Q	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1,85
Or	0,25	2,44	0,8	0,8	1,12	0	0,06	0,51	0,06	0	0
Ab	17,02	21,38	17,87	21,04	8,86	16,51	12,49	12,86	1,52	5,64	0,1
An	35,36	38,09	40,64	35,08	44,9	29,52	27,49	33,04	24,03	16,99	0,04
Ne	0	0	0	0	3,31	0	0	0,38	0	0	0
Di	20,14	4,47	15,6	14,26	24,64	32,55	29,24	12,12	12,77	7,33	0
Hy	17,38	24,12	15,01	15,09	0	9,68	20,01	0	37,25	5,26	23,44
Ol	7,21	7,03	8,2	11,27	15,31	8,58	7,54	38,92	20,9	61,65	69,56
Mt	1,88	1,66	1,24	1,8	0,97	1,77	2,07	1,86	2,23	2,73	3,44
Il	0,77	0,67	0,55	0,59	0,46	1,37	1,07	0,33	1,1	0,4	1,53
Ap	0	0,14	0,09	0,07	0,43	0,02	0,05	0	0,14	0	0,05

Manuskript bei der Redaktion eingegangen am 20. 3. 2002, bei der Vorredaktion am 12. 4. 2000.

Weakly alkaline trachybasalt – rhyolite series from the Teplá Highland, western Bohemia – geochemical constraints

By EDVÍN PIVEC, JAROMÍR ULRYCH, MILOŠ LANG,
ERZSÉBET ÁRVA-SÓS & ČESTMÍR NEKOVAŘÍK

With 12 figures and 4 tables

Keywords: alkaline trachybasalts – rhyolite – W Bohemia – Teplá Highland – geochemistry

Abstract: West Bohemian young volcanism is associated with the uplift of the northeastern flank of the Cheb-Domažlice Graben (NNW-SSE), formed by the Teplá Highland. This process precedes the graben formation and it is dated by its upper Pliocene sedimentary filling. Two coexisting Tertiary volcanic series have been recognised there:

(i) weakly alkaline series (WAS), high-silicated (trachybasalt-trachyandesite-trachyte-rhyolite; 12.9–11.3 Ma) and

(ii) strongly alkaline series (SAS), low silicated (melilite-bearing olivine nephelinite-basaltite/tephrite; 12.4–6.5 Ma).

Both represent cogenetic association of contrasting silica saturated to oversaturated and undersaturated series belong to intraplate continental magma types. These contrasting series are comparable with volcanic suites of Siebengebirge, Germany and Cantal, Massif Central, France, within the alkaline Cenozoic European Volcanic Province. According to geochemical data (K/Rb, Zr/Nb, Y/Nb, Nb/Ta, Rb/Sr) the WAS represent a comagmatic differentiation suite generated by medium-grade partial melting of mantle source in the course of coherent crustal assimilation and fractional crystallisation (AFC) processes. All rock of the WAS have a high contents of Σ REE (330–530 ppm) and enrichment in LREE along with high (La/Yb)_N ratios of 25.5–39.6 with the exception of rhyolite (Σ REE = 225 ppm, La/Yb = 16.3). An expressive negative Eu/Eu* anomaly (0.33) is present in rhyolite only. Th/U ratios are appreciably stable (3.4–4.4), only rhyolite of the Stěnský vrch Hill is enriched in Th (72 ppm, Th/U = 13.4). Salic derivatives (rhyolite and trachyte) reveal anomalous concentration of Mn, both in primary rock-forming minerals (manganian diopside-hedenbergite, sodian magnesio arfvedsonite and winchite, biotite-phlogopite, titanian magnetite), and in secondary hydrothermal Mn-oxyhydroxide vein mineralisation. The presence of sulphur in cavities along fissures indicates postmagmatic activity (i.e. presence of sulphur gases) within trachytic intrusion of Špičák Hill.

Schwach alkalische Trachybasalt-Rhyolith-Serien des Teplá-Hochlandes,
Westböhmen – geochemische Ergebnisse

Schlüsselworte: Alkalische Trachybasalte – Rhyolithe – W Böhmen – Teplá Hochland – Geochemie

Kurzfassung: Der junge westböhmisches Vulkanismus ist gebunden an das Uplift der NE-Flanke des Cheb-Domažlice-Grabens (NNW-SSE), geformt durch das Hochland von Teplá.

Addresses of the authors: EDVÍN PIVEC, JAROMÍR ULRYCH and MILOŠ LANG, Geological Institute, Academy of Sciences of the Czech Republic, Rozvojová 135, CZ-165 02 Prague 6, Czech Republic; ERZSÉBET ÁRVA-SÓS, Institute of Nuclear Research, Hungarian Academy of Sciences, P.O. Box 51, H-4001 Debrecen, Hungary; ČESTMÍR NEKOVAŘÍK, Czech Geological Survey, Klárov 3, CZ-118 21 Prague 1, Czech Republic.

Dieser Prozess überschreitet die Grabenformation und wird datiert durch die oberpliozäne Sedimentfüllung. Zwei koexistierende tertiäre Vulkanserien wurden dort bestimmt:

(i) schwach alkalische Serien (WAS), kieselsäurereich (Trachybasalt – Trachyandesit – Trachyt – Rhyolith; 12,9–11,3 Ma) und

(ii) stark alkalische Serien (SAS), kieselsäurearm (melilithführende Olivinnephelinite – Basanite/Tephrite; 12,4–6,5 Ma).

Beide repräsentieren die kogenetische Assoziation kontrastierender Si-gesättigter bis übersättigter sowie untersättigter Serien; sie gehören zu Magmen des kontinentalen Intraplatten-Typs.

Diese kontrastierenden Serien sind vergleichbar mit vulkanischen Serien des deutschen Siebengebirges und des Cantal, im französischen Zentralmassivs innerhalb der alkalischen känozoischen europäischen Vulkanprovinz.

Anhand der geochemischen Daten (K/Rb, Zr/Nb, Y/Nb, Nb/Ta, Rb/Sr) repräsentiert die WAS eine komagmatische Differentiationsfolge mit mittelgradiger Teilaufschmelzung einer Mantelquelle in Verbindung mit anschließender kohärenter krustaler Assimilation und fraktionierter Kristallisation (AFC-Prozesse).

Alle Gesteine der WAS zeigen hohe Gehalte an Σ SEE (330–530 ppm) und eine Anreicherung an leichten Seltenen Erden mit hohen $(La/Yb)_N$ -Verhältnissen von 25,5–39,6 – mit Ausnahme des Rhyoliths (Σ SEE = 225 ppm, $La/Yb = 16,3$). Eine negative Eu/Eu*-Anomalie (0,33) tritt nur im Rhyolith in Erscheinung. Th/U-Verhältnisse sind bemerkenswert stabil (3,4–4,4), nur der Rhyolith der Lokalität Stěnský vrch ist angereichert an Th (72 ppm, $Th/U = 13,4$). Salische Derivate (Rhyolith und Trachyt) zeigen anomale Mn-Konzentrationen, beide in primären gesteinsbildenden Mineralen (Mn-reicher Diopsid-Hedenbergit, Na-reicher Magnesioarfvedsonit und Winchit, Biotit-Phlogopit, Titanomagnetit) sowie in sekundärer hydrothermaler Mn-Oxidhydroxid-Gang-Mineralisation. Das Vorkommen von Schwefel in Hohlräumen entlang von Fissuren indiziert postmagmatische Aktivität (v. a. das Vorkommen schwefelhaltiger Gase) in der trachytischen Intrusion von Špičák (Spitzberg).

Contents

1. Introduction	128
2. Geological setting	129
3. Method of investigation	130
4. Age relations of volcanic series from the Teplá Highland	132
5. Petrology and geochemistry of rocks of the weakly alkaline series	133
5.1. Rock-forming minerals	140
5.2. Accessory minerals	146
5.3. Secondary minerals	146
6. Discussion and conclusion	147
7. References	149

1. Introduction

The young (Upper Cretaceous to Quaternary) alkaline volcanism of the Bohemian Massif is an integral part of the Central European Volcanic Province (WIMMENAUER 1974, KOPECKÝ 1978). SHRBENÝ (1979) distinguished in western Bohemia „silica higher-saturated“ as opposed to the usual alkaline silica undersaturated volcanic rocks. PIVEC et al. (1998) mentioned the presence of two contrasting (bimodal) continental

alkaline magmatic series in this region: (i) strongly alkaline series (SAS) – melilitite-bearing olivine nephelinite-tephrite/basanite and (ii) weakly alkaline (WAS) trachybasalt-trachyandesite-trachyte-rhyolite. Differentiation of the SAS corresponds to the widespread association of young volcanism in the Bohemian Massif, typically developed in the České středohoří Mts. (ULRYCH & PIVEC 1997).

Contrasting associations of strongly alkaline (undersaturated) and weakly alkaline (saturated to oversaturated) magmatic series are known from many continental intra-plate volcanic provinces (for an overview see WILSON et al. 1995). Alkaline magmas may follow either saturated to oversaturated trends (rhyolites, Q-trachytes) or undersaturated ones (phonolite) reflecting differences in chemistry of the primary magma (FOLAND et al. 1993). However, the decisive role in the formation of both series is played by combined assimilation/fractionation crystallisation processes (AFC) within the lower crust (WILSON et al. 1995). Coexisting contrasting series of this type are known within the alkaline Cenozoic European Volcanic Province from Siebengebirge, GFR (WIMMENAUER 1974; VIETEN et al. 1988) and from Cantal, Massif Central, France (MAURY & VARET 1980; DOWNES 1989; WILSON & DOWNES 1991; BRIOT et al. 1991; WILSON et al. 1995 a.o.)

With regard to the differentiation path of the WAS from the Teplá Highland, the most similar rock association (latite basalt-latite-Q-latite-trachytic latite-trachyte-Q-trachyte) is known from Siebengebirge (FRECHEN & VIETEN 1970; VIETEN 1972; VIETEN et al. 1988). Also rock series in Hoheifel and Westerwald (WIMMENAUER 1974; HUCKENHOLZ & BÜCHEL 1988) display some similarities with the studied WAS.

2. Geological setting

The Teplá Crystalline Complex represents the southwestern part of the Teplá-Barrandian block of the Bohemian Massif. This complex consists of the Teplá crystalline unit in the SE and higher-grade metamorphosed Slavkovský les Mts. crystalline unit in the NW. By lowering of metamorphic grade it passes into the unmetamorphosed Upper Proterozoic of the Barrandian area in the SE. The Teplá crystalline unit limited by the Litoměřice deep-seated fault forming an expressive boundary between the Saxonthuringian and the Teplá-Barrandian regions, to the NW. To the SW, the Teplá Highland is sharply limited by the Tachov Furrow (Neogene Cheb-Domažlice Graben) separating the crystalline unit of the Teplá Barrandian block from the crystalline complex of the Český les Mts. (Böhmerwald). The Cheb-Domažlice Graben represents a young asymmetric structure limited at its eastern margin by the expressive Mariánské Lázně Fault. The tectonic limitation at the western margin is clearly documented in the Cheb Basin area only. The oldest sediments of the Upper Pliocene age in this graben (GABRIELOVÁ et al. 1970) indicate the first manifestation of subsidence. A deep disposition of the graben is indicated by the results of the $^3\text{He}/^4\text{He}$ and $^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ isotope measurements on gas emanations, which contain a high amount of mantle helium fraction (up to 60%), $^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ values from mineral waters vary from -2.1 to -6.3 ‰ and indicate a magmatic origin for CO_2 as well (WEINLICH et al. 1993). According to BEHR (1992) and KÄMPF et al. (1992) the graben represents a segment of the Pritzwalk–Naab Zone the length of ca 500 km and the width of up to 50 km. Volcanism is limited only to the uplifted flank block situated to the NE of the Mariánské Lázně fault. The Teplá Highland (with the highest elevation represented by the Podhorní vrch volcano 847 m a.s.l.) and the Slavkovský les Mts. are two parts of a single block. The boundary of the

volcanics of the Teplá Highland against the Doupov stratovolcano is conventional being defined by the Střela river valley (WOHNIG 1904).

From the early beginning of this century volcanoes and volcanic products of western Bohemia were a subject of an increased interest (WOHNIG 1904; POHL 1908; KREHAN 1912), especially with regard to their exceptional chemical and petrographical composition within the Tertiary Volcanic Province of the Bohemian Massif (“andesitic character” of WOHNIG 1904). Shrbený (1979) did not confirm the presence of andesites, however, mentioned the presence of volcanics of “silica higher-saturated types from the trachyte-trachybasalt-trachyandesite field”. Petrographic characteristics of individual rocks and localities were given by KOPECKÝ & VOLDÁN (1959); KRÁL (1960, 1961, 1962); KRÁL & KRÁLOVÁ (1961); KAVKA (1967) and FEDIUK (1995). Geochemistry of selected members of the SAS eg. olivine nephelinite from Podhorní vrch Hill with a coarse-grained nepheline-clinopyroxene-melilite/leucite + K-feldspar exolutions and rare harzburgite mantle xenoliths was presented by ULRYCH et al. (1995, 2000).

Spatial and material distribution of the young volcanics within the Teplá Highland lacks expressive zonal arrangement (Fig. 1). The primitive undifferentiated products (olivine nephelinite) are above all spatially associated with the Mariánské Lázně Fault (Podhorní vrch Hill). Nevertheless, primitive basalt rocks are also present in the more distant areas (e.g. Český Chloumek – melilitite-bearing olivine nephelinite). The differentiated salic products (near Toužim and Manětín) are generally more characteristic of this area only. The trachytic occurrences as Špičák Hill, Stěnský vrch Hill near Heřmanov and “Mordloch” near Lachovice were entirely described already by WOHNIG (1904). The only newly ascertained occurrence is the trachyte at the Berounský vrch Hill near Heřmanov (Fig. 1). Špičák Hill represents trachytic bulbous dome which extruded to the surface. Stěnský vrch Hill can be interpreted as a laccolith with a preserved gneissic roof. Trachyandesites and trachybasalts form variable groups of flows (typically developed at Doubravický vrch Hill). Zbraslavský vrch Hill is formed by two lava flows and the feeding channel forming an asymmetric “flag-form” volcanic structure (FEDIUK 1994). Horseshoe-shaped Třebouňský-Branišovský vrch Hill is formed by the Třebouň part, which represents a relict of filling of the feeding channel, and the Branišov part formed by lava flow.

3. Method of investigation

Fresh rock specimens (1–5 kg) were crushed into 1–2 cm pieces from which samples free of xenoliths and altered parts were chosen. These samples were crushed again (<2mm) and then powdered (<0.125 mm) in an agate mill. Such prepared samples were analysed by the wet method in the laboratory of Geological Institute, Academy of Sciences of the Czech Republic. Analyses of rock standards GM, TB, BM and the repeated analyses of samples showed errors within $\pm 5\%$ (1σ). Trace element abundance were determined by XRF on pressed powder pellets in the Laboratory of Geoindustria Černošice (analyst J. ŠTRUBLOVÁ). Precision of the XRF data varies within about $\pm 5\%$ (1σ) as determined by a series of duplicate analyses. Accuracy was tested against the rock standard B-1.

These analyses were complemented by the INA determination of Cs, Rb, Co, Sc, REE, U, Th, Zr, Hf, Ta in the same laboratory (analyst P. HANŽLÍK). The standard values for REE analyses were taken from ABBEY (1960). The precision ($1s$) was better than $\pm 10\%$ (1σ) for REE, and better than 5–10% for other trace elements (see ŘANDA

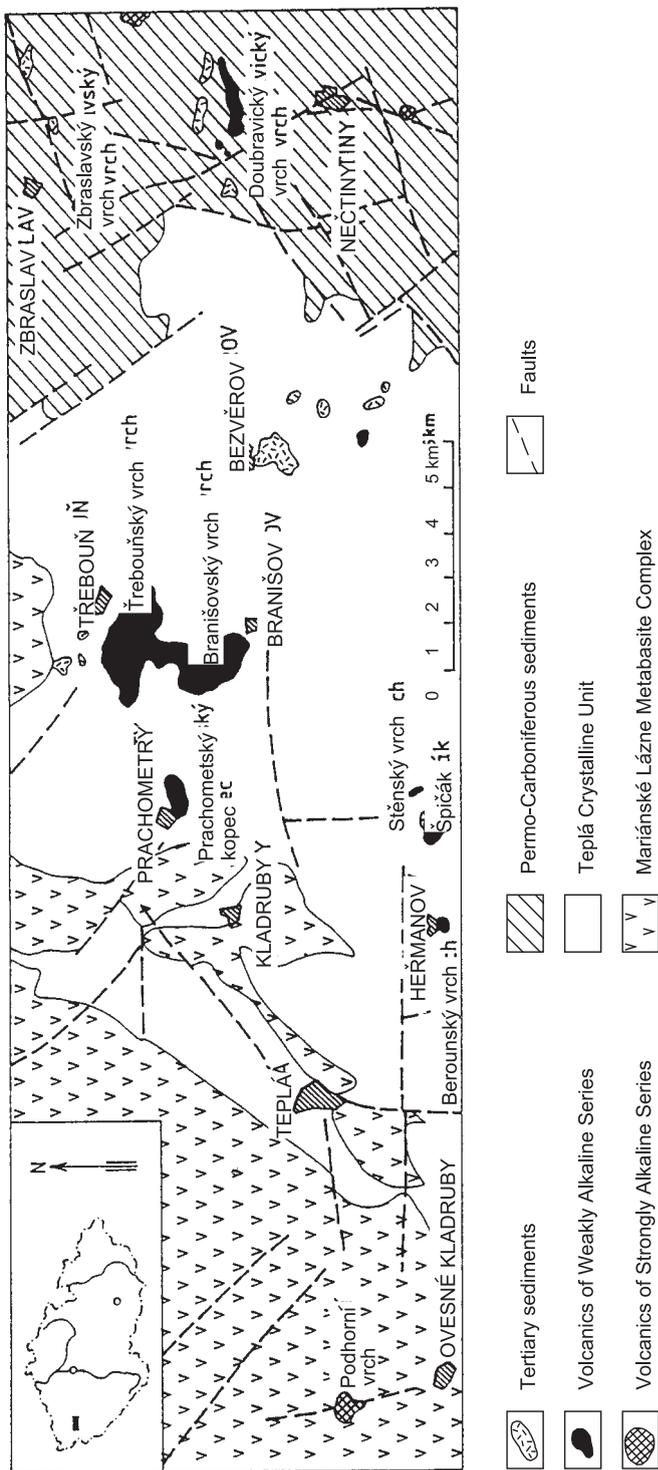


Fig. 1. Geological sketch of the southeastern part of the Teplá Highland with special intention on Tertiary volcanics.

et al. 1972). Accuracy of the INA analyses was checked with the use of international reference rock samples.

Rock-forming minerals were analysed in polished sections using a JEOL JXA 50 A electron microprobe equipped with EDAX 711, operating at 15 kV, beam current of 30 mA. Used standards are natural mineral (jadeite, diopside, leucite, apatite, barite) and synthetic phases (SiO_2 , TiO_2 , Fe_2O_3 , Cr_2O_3 , MgO).

K-Ar isotope measurements were taken in the Institute of Nuclear Research of the Hungarian Academy of Sciences (ATOMKI), Debrecen. The samples were first crushed to 0.3 mm, washed and a part of them was pulverised for K-content determination. This was measured with a flame photometer of OE-85 type manufactured by OMSZÓV in Hungary. An Ar extraction and its measurement were made on the mass spectrometer by the method of isotope dilution ^{38}Ar according to procedure described by BALOGH (1985) and ODIN et al. (1982). The interlaboratory standards Asia 1/65, HD-B1, LP-6 and GL-O as well as atmospheric Ar were used for controlling and calibration of the determination.

4. Age relations of volcanic series from the Teplá Highland

K-Ar ages of basaltic differentiates of the SAS were determined as part of Sr, Nd and Pb isotope study of young volcanism in the Bohemian Massif (the preliminary results were published by WILSON et al. 1994). New K-Ar data of selected volcanics of the WAS are summarised in Table 1. A comparison of these results (12.2–11.3 Ma) with the data on basaltic rocks (12.4–6.5 Ma) of the SAS shows time overlap of both series in the Teplá Highland. These rock associations form a link between the older unimodal basaltic volcanism of Oligocene-Miocene age (29.5–15.5 Ma) of the SW part of the Ohře Rift and the youngest one of the Pliocene-Quaternary age in the vicinity of Cheb (WILSON et al. 1994). The change of the chemical character of the older unimodal basaltic volcanism towards the coexisting WAS/SAS (cf. changes of calc-alkaline to alkaline volcanism within the hinterland of Carpathians) may reflect the significance of the Late Miocene E-W compression in the Alpine orogeny linked to entry of continental crust into the subduction zone. Only basanite from Okrouhlé Hradiště

Table 1: K-Ar isotope data on rocks from the weakly alkaline series (WAS) from the Teplá Highland

Sample No.	Rock type	Locality	K (wt. %)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad/g}}$ (ncm^3/g)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (%)	Age (Ma)
180	TR	Špičák Hill	4,76	$2.3095.10^{-6}$	81,6	12.45 ± 0.47
186	TR	Prachometský vrch Hill	4,14	$1.9181.10^{-6}$	54,9	11.89 ± 0.50
251	TA	Třebouňský vrch Hill	3,24	$1.5229.10^{-6}$	33,7	12.07 ± 0.61
256	BTA	Doubravický vrch Hill	2,54	$1.2789.10^{-6}$	50,7	12.92 ± 0.55
255	TB	Zbraslavský vrch Hill	1,41	$6.2538.10^{-7}$	15,7	11.39 ± 1.03
252	BA	Okrouhlé Hradiště Hill (SAS)	1,59	$4.0085.10^{-7}$	31,2	6.49 ± 0.34
250	BA	Políkno quarry (SAS)	0,57	$6.5333.10^{-7}$	38,5	29.46 ± 1.40
254	TR	Valkeřice quarry (CS)	4,86	$6.0327.10^{-6}$	91,1	31.67 ± 1.20

Abbreviations (for all tables): RY – rhyolite, TR – trachyte, TA – trachyandesite, BTA – basaltic trachyandesite, TB – trachybasalt, BA – basanite and TE – tephrite (strongly alkaline series); WAS – weakly alkaline series, SAS – strongly alkaline series of the Teplá Highland; CS – České středohoří Mts.

Hill (6.5 Ma, Table 1) and olivine melilitite (7.0 Ma) from a more closely unspecified locality near Plzen (ALIBERT et al. 1983) yield the late Miocene age corresponding to the IIIrd volcanic phase of the Bohemian Massif (9.0-5.0 Ma) as defined by KOPECKÝ (1988). Volcanic rocks of the Teplá Highland occurring in the northeastern flank of the later Cheb-Domažlice Graben preceded its origin as dated by the upper Pliocene sedimentation (GABRIELOVÁ et al. 1970). A similar development of volcanism was recognised by ULRYCH & PIVEC (1997) in north Bohemian region, where unimodal association of olivine melilitites to olivine nephelinites (Upper Cretaceous to Pliocene in age) precedes the subsidence of the Ohře Rift accompanied by a bimodal basanite-phonolite association (Eocene to Pliocene in age).

5. Petrology and geochemistry of rocks of the weakly alkaline series

A survey of the studied localities and samples including short list of geological and petrographical characteristics is shown in Table 2. Chemical analyses and CIPW norms of rocks of the WAS are presented in Table 3a, minor and trace elements are summarised in Table 3b.

In the TAS diagram (LE MAITRE [ed.] 1989) rocks of the WAS form a differentiation sequence “alkali basalt” (sensu SHRBNÝ 1979) – trachybasalt-basaltic andesite-trachyandesite-trachyte-rhyolite (Fig. 2). In this diagram, there are plotted also fields of chemical composition of the similar volcanic series from Siebengebirge, GFR (VIETEN et al. 1988) and Cantal, Massif Central, France (WILSON et al. 1995). This figure implies a higher alkalinity of the WAS from the Teplá Highland, especially of

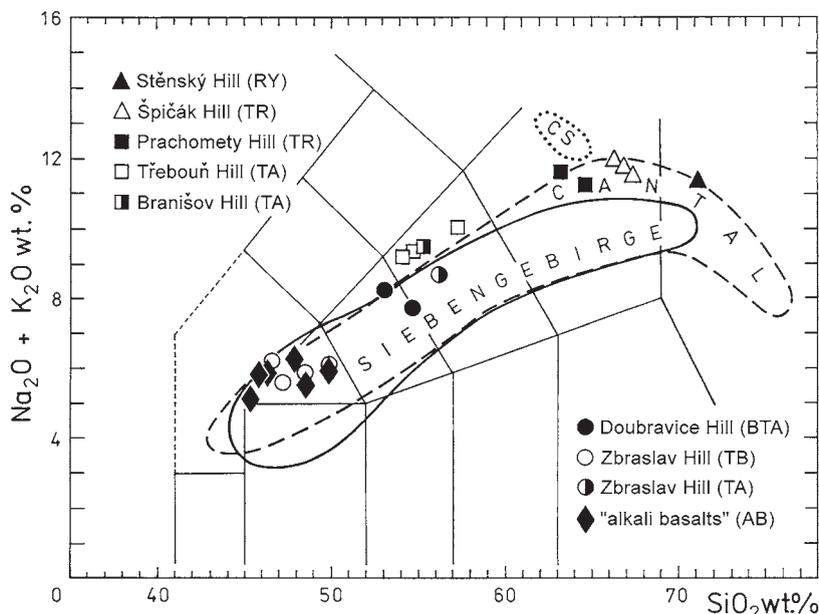


Fig. 2. Rocks of the weakly alkaline series from the Teplá Highland in SiO_2 vs $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ diagram (LE MAITRE [ed.] 1989): new data, SHRBNÝ & MACHÁČEK (1973), SHRBNÝ (1979), KRUTSKÝ (1988), ULRYCH (1992). Fields of volcanic series from Siebengebirge (VIETEN et al. 1988), Cantal (WILSON et al. 1995).

Table 2: Geological and petrological characteristic of the studied rocks of the weakly alkaline series from the Teplá Highland

Locality	Sample No.	Root name in TAS* classification	Sub-rot name	Normative characteristic	Mineral composition	Country rock	Structure texture	Volcanic form
Stěnský vrch Hill abandoned small quarry near water reservoir southern foot-hill	202	rhyolite		Q-, Ns-normative	anorthoclase quartz magnesioriebeckite	gneiss	holocrystalline porphyritic with trachytic groundmass	laccolith?
Špičák Hill quarry in operation northern slope	180	trachyte	high K-type	Q-normative	anorthoclase, sanidine oligoclase, quartz winschite, biotite Ti-magnetite, titanite, apatite Mn-oxide, sulphur	gneiss	holocrystalline porphyritic with trachytic groundmass	dome
Prachometský vrch Hill outcrops northern slope	186	trachyte	high K-type	Q-normative	sanidine, anorthoclase diopside-hedenbergite-augite series Ti-magnetite, titanite, apatite	amphibolite	holocrystalline fine-porphyritic with trachytic groundmass	dome
Třebouňský vrch Hill outcrops northeastern slope	251	- trachy-andesite	latite	Ne-, Ol-normative	andesine, anorthoclase diopside-augite series kaersutite nepheline Ti-magnetite, titanite, apatite	micaceous schist	holocrystalline porphyritic with trachytic groundmass	lava flow
Doubravický vrch Hill outcrops southern slope	256	basaltic trachy-andesite	shoshonite	Ne-, Ol-normative	bytownite, anorthoclase diopside-augite series nepheline Ti-magnetite, titanite, apatite zeolite, carbonate, barite	Permo-carboniferous sediments	holocrystalline pilotaxitic, vesicular	lava flow
Zbraslavský vrch Hill abandoned quarry western slope	255	trachybasalt	hawaiite	Ne-, Ol-normative,	andesine, sanidine kaersutite diopside Ti-magnetite, titanite, apatite carbonate	gneiss and Permo-carboniferous sediments	holocrystalline fine porphyritic with pilotaxitic groundmass „sonnenbrand“-structure	lava flow

* Le Maître et al. (1989)

Table 3a: Chemical analyses and CIPW norms of rocks from the Teplá Highland

Sample No.	202	180	186	251	251a	256	255	255a	208a	213a	254
Rock type	RY	TR	TR	TA	TA	BTA	TB	TA	TB	TE	TR
SiO ₂	70.18	65.77	62.91	53.46	55.17	51.83	45.24	55.57	47.12	45.29	62.36
TiO ₂	0.03	0.31	0.55	1.67	1.41	1.68	2.68	1.76	2.83	3.18	0.66
Al ₂ O ₃	15.12	17.57	18.20	18.22	17.70	18.83	16.33	17.75	15.52	15.13	18.31
Fe ₂ O ₃	1.23	1.93	1.08	4.64	3.28	5.29	6.21	5.10	6.81	4.52	2.80
FeO	0.08	0.08	0.14	1.92	3.00	2.18	4.50	1.56	4.67	7.57	0.12
MnO	0.04	0.24	0.12	0.18	0.19	0.22	0.21	0.17	0.21	0.23	0.09
MgO	0.05	0.14	0.06	2.36	1.82	2.02	4.22	1.63	3.71	5.26	0.21
CaO	0.41	0.76	2.13	5.63	5.60	6.81	9.73	6.09	9.35	10.44	1.22
Na ₂ O	6.60	6.27	7.40	5.15	5.02	4.85	3.79	4.98	4.05	3.82	6.12
K ₂ O	4.48	5.56	4.91	3.74	4.09	3.02	1.47	3.50	1.24	2.03	6.33
P ₂ O ₅	0.03	0.07	0.10	0.55	0.43	0.62	0.79	0.50	1.16	0.95	0.10
H ₂ O ⁺	1.17	0.42	1.24	1.28	1.26	1.11	2.01	0.86	1.58	0.96	0.89
H ₂ O ⁻	0.04	0.32	0.34	0.82	0.40	0.96	1.43	0.28	1.10	0.38	0.34
F	0.03	0.06	0.03	0.11	0.07	0.09	0.12	0.02	0.11	0.09	0.05
Cl	0.01	0.02	0.02	0.11	n.d.	0.13	0.01	n.d.			0.03
CO ₂	0.19	0.40	0.44	0.05	0.01	0.04	0.91	0.02	0.01	0.03	0.16
S					0.01			0.01	0.01	0.02	
Total	99.69	99.92	99.67	99.89	99.46	99.68	99.65	99.80	99.48	99.90	99.79
O=2F	-0.01	-0.03	-0.01	-0.05		-0.04	-0.05		-0.05	-0.04	-0.02
O=2Cl				-0.02		-0.03	-0.05				-0.06
Total	99.67	99.89	99.66	99.82	99.46	99.61	99.60	99.80	99.43	99.86	99.71
Q	45.67	7.57	0.14					1.61			0.50
C		0.92									
Or	26.92	33.19	29.62	22.67	24.76	18.34	9.05	20.99	7.59	12.20	38.02
Ab		53.47	63.79	39.89	41.57	39.12	32.58	42.67	35.40	17.97	52.52
An		0.84	1.94	15.89	13.95	21.20	24.11	15.91	21.18	18.39	3.80
Ne				2.56	1.00	1.61	0.41			8.04	
Ac	3.61										
Ns	12.24										
Di	0.56		0.33	7.09	9.37	7.40	11.93	8.92	15.32	22.83	0.57
DiWo	0.28		0.18	3.80	4.94	3.97	6.40	4.79	8.23	11.85	0.30
DiEn	0.12	0.35	0.15	3.28	3.75	3.42	5.52	4.13	7.09	7.81	0.26
DiFs	0.16	0.35			0.68					3.17	
Hy	0.02								2.50		0.27
HyEn	0.01								2.50		0.27
HyFs	0.01										
Oi				1.94	0.76	1.23	3.82			5.62	
OiFo				1.94	0.64	1.23	3.82			3.88	
OiFa					0.13					1.74	
Mt		0.14	0.86	1.98	4.87	2.95	7.72	0.48	7.79	6.66	0.69
Hm		1.85	0.51	3.39		3.40	1.14	4.84	1.67		2.37
Il	0.06	0.59		3.25	2.74	3.28	5.30	3.39	5.56	6.14	
Ap	0.07	0.15	0.22	1.23	0.96	1.39	1.80	1.11	2.62	2.11	0.22
CI	0.64	1.09	1.19	14.25	17.74	14.85	28.76	12.80	31.17	41.24	1.53
DI	72.59	94.23	93.55	65.12	67.33	59.07	42.04	65.27	43.34	38.20	91.05

For explanation of rock type abbreviations see Table 1: Sample Nos.: 202 – rhyolite, Stěnský vrch Hill near Teplá, 180 – trachyte, Špičák Hill near Teplá, 186 – trachyte, Prachometský vrch Hill near Teplá, 251 – trachyandesite, Třeboušský vrch Hill near Teplá, 251a – trachyandesite, Branišovický vrch Hill near Teplá (Shrbený 1979), 256 – basaltic trachyandesite, Doubravický vrch Hill near Manětín, 255 – trachybasalt, Zbraslavský vrch Hill near Manětín, 255a – trachyandesite, Zbraslavský vrch Hill near Manětín (SHRBENÝ 1979), 208a – trachybasalt, Vinice elevation near Skupeč, (SHRBENÝ 1979), 213a – tephrite, Nečtiny castle near Manětín, 254 – Valkeřice quarry near Verneřice, CS.

Table 3b: Chemical analyses and CIPW norms of rocks from the Teplá Highland

Sample No.	202	180	186	251	251a	256	255	255a	208a	213a	254
Rock type	RY	TR	TR	TA	TA	BTA	TB	TA	TB	TE	TR
Rb	436	191	133	110	90	83	101	102	65	64	158
Cs	6.5	2.2	1.5	1.9		0.87	0.78			1.2	
Sr	126	128	1270	1338	1189	1287	1069	1040	1102	964	320
Ba	420	434	1546	1455	1290	1258	906	1451	1182	985	1799
Ga	34	35	28	18		16	14				20
As	6	6	11	4		3	2				3
Sc	0.3	1.4	6.7	6.3		6.2	16.0				1.7
Y	35	35	36	40	34	39	31	34	43	32	38
La	84	132	171	144		121	95				90
Ce	115	220	152	251		228	176				180
Nd	16	71	14	102		106	87				46
Sm	2.8	9.2	4.4	14.3		15.6	13.7				7.7
Eu	0.3	1.9	1.5	4.2		4.6	4.2				0.6
Gd	2.7	6.2	4.1	12.3		12.5	12.1				3.4
Tb	0.47	0.95	0.71	0.85		1.60	1.40				0.60
Yb	3.7	3.7	3.1	2.9		3.4	2.6				2.9
Lu	0.51	0.58	0.45	0.51		0.58	0.45				0.45
Th	72.3	26.3	21.4	15.6		14.0	10.2				16.5
U	5.4	7.8	5.1	4.0		3.2	2.7				4.0
Zr	380	517	661	460	505	512	322	363	397	274	540
Hf	14.5	12.8	14.6	12.4		11.5	9.2				11.0
Nb	139	160	133	122	154	149	116	123	116	102	112
Ta	8.7	10.2	9.1	10.5		9.2	6.8				8.6
Cr	7	12	10	11	26	16	15	21	27	49	6
Co	0.5	0.6	1.2	5.7		3.6	5.0				1.6
Ni	5	5	5	6	10	7	13	17	5	17	5
Cu	5	5	5	37	17	11	21	29	28	41	5
Zn	115	63	200	137	95	195	129	143	108	109	108
K/Rb	85.3	241.7	306.5	282.3	377.3	302.1	120.8	284.9	413.1	160.8	332.6
Rb/Sr	3.46	1.49	0.10	0.08	0.08	0.06	0.09	0.10	0.06	0.07	0.49
Sr/Ba	0.30	0.29	0.82	0.92	0.92	1.02	1.18	0.72	0.93	0.98	0.18
Zr/Nb	2.73	3.23	4.97	3.77	3.28	3.44	2.78	2.95	3.42	2.69	4.82
Y/Nb	0.25	0.22	0.27	0.33	0.22	0.26	0.27	0.28	0.37	0.31	0.34
La/Nb	0.60	0.83	1.29	1.18		0.81	0.82				0.8
Th/U	13.4	3.4	4.2	3.9		4.4	3.8				4.1
Zr/Hf	26.2	40.4	45.3	37.1		44.5	35				49.1
Nb/Ta	16.0	15.7	14.6	11.6		16.2	17.1				13.0
ΣREE	225	446	351	532		493	392				332
(La/Yb)N	16.3	25.6	39.6	35.5		25.5	26.2				22.2
Eu/Eu*	0.33	0.73	1.06	0.94		0.97	0.98				0.31

For explanation see Table 3a

its trachytic and rhyolitic differentiates, in comparison with both suites. In addition to the sole known occurrence of rhyolite laccolith (STĚNSKÝ vrch Hill) with gneissic roof a substantial contamination of the rhyolitic magma by the host rock cannot be excluded. Similar crustal contamination was proved by means of Sr and Nd isotope study in the rhyolite dyke from volcanic centre of the České středohoří Mts. – CS (ULRYCH et al. 1998). A field of the only Q-normative trachyte from the České středohoří Mts. (Valkeřice) was plotted in the diagram for comparison, too.

The studied rocks (Table 2, 3a, 3b) may be divided, with regard to the Na₂O and K₂O contents, in the Le MAITRE et al. (1989) and PECERILLO & TAYLOR (1976) classifications, as follows:

(i) **potassic suite**

- trachybasalt (“alkali basalt” of SHRBNÝ 1979 – Vinice elevation)
- trachybasalt (“alkali basalt” of SHRBNÝ 1979 – hillock with the Nečtiny castle)
- trachyandesite-latitude (Třebouňský vrch Hill)
- trachyandesite-latitude (minor part of Zbraslavský vrch Hill forming an agglutinate in a feeding channel – SHRBNÝ 1979, FEDIUK 1995)
- trachyandesite-latitude (BRANIŠOVSKÝ vrch Hill – SHRBNÝ 1979)
- basaltic trachyandesite-shoshonite (Doubravický vrch Hill)
- trachyte-high K type (Špičák Hill)
- trachyte-high K type (Prachometský kopec Hill)
- rhyolite-high K type (Stěnský vrch Hill)

(ii) **sodic suite**

- trachybasalt-hawaiite (major part of the flow forming the Zbraslavský vrch Hill)

From the above given data a relevance of rocks of the WAS to the potassic suite is distinct. This suite is characterised by higher Na-contents in less differentiated members together with more intensive alteration accompanied by the losses of K.

Rocks of the WAS are Q-normative (rhyolite, trachyte and trachyandesite from Zbraslavský vrch Hill), the other are Ne- and Ol-normative (see Table 3a). The rhyolite from Stěnský vrch Hill markedly differs by its normative composition by the presence of Ac and Ns and the absence of Ab, An. With regard to the CI (POLDERVAART & PARKER 1964) and DI (THORNTON & TUTTLE 1960) values the following differentiation WAS may be proposed: AB? (Vinice and Nečtiny Hills) – TB (Zbraslavský vrch Hill) – BTA – (Doubravický vrch Hill), TA – (Třebouňský a Branišovský vrch Hills) – TR (Špičák and Prachometský vrch Hills) – RY Stěnský vrch Hill, for abbreviations see Table 1.

The evolution of K/Rb ratios (Table 3b) in the rock series is equivocal, but they generally decrease towards salic members. The Rb/Sr ratios are >1 (in rhyolite and trachyte from Špičák), however, the other rocks have also Rb/Sr ratios >0.05 (the value limiting undifferentiated primary magma origin, cf. VIETEN et al. 1988). All values manifest an expressive crustal contamination. The Th/U ratio is (with exception of rhyolite from Stěnský vrch Hill yielding the expressive enrichment in Th 72.3 ppm and high Th/U ratio 13.4) is relatively stable in range of 3.4–4.4, cf. WEBSTER et al. (1987). The contents of U and Th increase with growing differentiation degree in the comagmatic series (Fig. 3). Nb/Ta Y/Nb, La/Nb, Zr/Nb ratios display a similar stability as well, thus documenting the presence of a single differentiation suite.

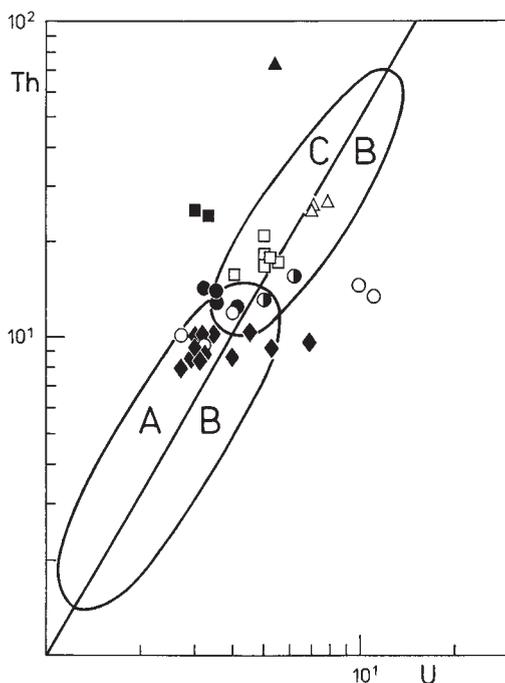


Fig. 3. Plot of Th vs U for rocks from the Teplá Highland: new data, and HROUDA & CHLUPÁČOVÁ (1993). Symbols as in Fig. 2; fields AB (alkali basalt), CB (continental basalt) after LUTC (1975).

The multicomponent variations diagrams (see Fig. 4a,b) enable to make the following conclusions:

- salic derivatives (Fig. 4a) show mostly similar patterns with characteristic trough at Ba, P and Ti. The Ba trough may be probably due to the combined effects of plagioclase and pyroxene crystallisation, the P and Ti troughs are consistent with the fractionation of apatite and titanomagnetite (cf. WILSON et al. 1995). Rb, Th and U, as typical incompatible elements, are enriched in the most developed derivatives (rhyolites and trachytes).
- mafic and intermediate rocks are characteristic by distinct negative anomalies at K, P and (Ti), suggesting the presence of a residual phlogopite in the mantle source and apatite and titanomagnetite fractionation, respectively; alkali basalts are characterised by high P_2O_5 and TiO_2 contents (cf. Table 3a). Enrichment of the rocks in REE was reflected in an intensive crystallisation of titanite

From REE distribution patterns (Fig. 5a, b) and from Table 3b it follows:

- total REE abundances are relatively high (351–532 ppm), substantially lower are only in rhyolite (225 ppm),
- Eu/Eu* ratios show expressive negative anomaly only in rhyolite (0.33), sample No. 202, probably related to plagioclase fractionation,
- an expressive LREE enrichment is in all samples; an enrichment increases towards more developed derivatives (Table 3b); the highest values are characteristic for more developed trachytes, whilst rhyolite reveals the lowest ones.

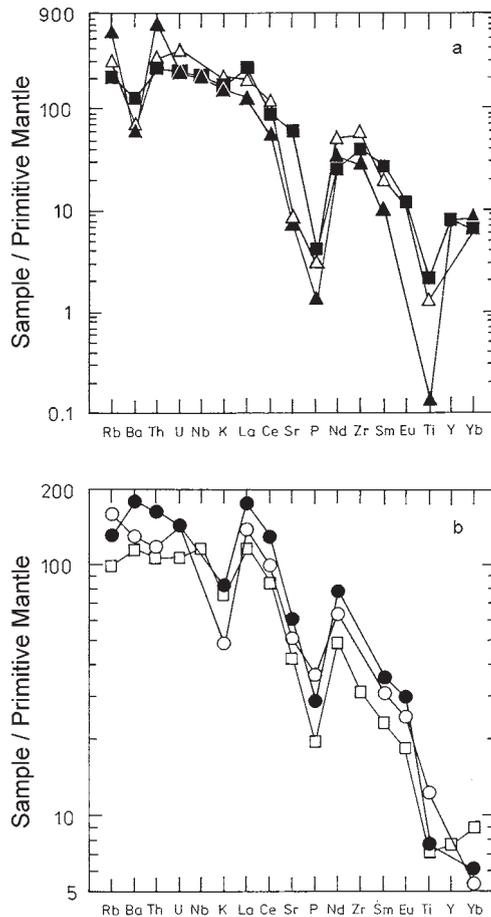


Fig. 4. Multi-element variation diagram for (a) salic and (b) intermediate to mafic rocks of the weakly alkaline series from the Teplá Highland. Normalisation constants from SUN & McDONOUGH (1989). Symbols as in Fig. 2.

The anomalous concentration of Mn is a typical geochemical feature of the salic derivatives (trachyte, rhyolite) of WAS. They contain higher Mn abundance, both in primary rock-forming minerals (titanian magnetites, clinopyroxenes, amphiboles) and postmagmatic hydrothermal minerals (oxyhydroxides, Mn-rich carbonates). The higher Mn concentrations are the common features characteristic of trachytic rocks. Mn-rich primary mineral assemblages are known from Siebengebirge (VIETEN 1965, 1972, 1979, 1980 and VIETEN et al. 1988) as well as in CANTAL (WILSON et al. 1995). In addition, from the fissures of Q-trachyte in Drachenfels, Siebengebirge the occurrences of Mn-oxyhydroxides and Mn-bearing montmorillonites and clinoptilolites are known (VIETEN et al. 1988).

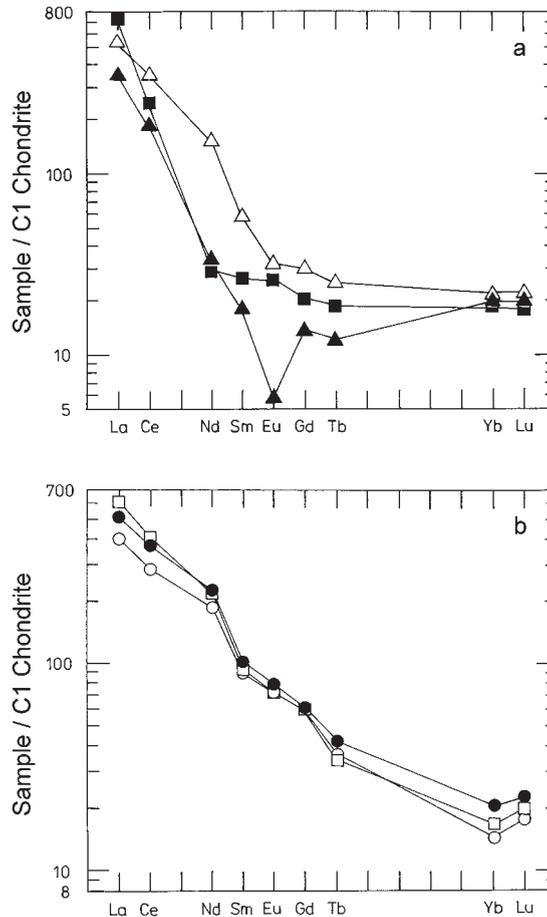


Fig. 5. Chondrite-normalised REE abundance in (a) salic and (b) intermediate to mafic rocks of the weakly alkaline series from the Teplá Highland. Normalisation constants from SUN & McDONOUGH (1989). Symbols as in Fig. 2.

5.1. Rock-forming minerals

Quartz

It is both anhedral in groundmass (<0.4 mm in size) as interstitial and prismatic euhedral (up to 5 mm in size) in fissures in rhyolite and trachyte from Špičák. In trachyte it occurs in paragenesis with Mn-oxyhydroxide coatings and with an organic matter of white colour. WOHNIG (1904) described also quartz in vesicles of trachyte from Prachometský vrch Hill.

Feldspars

They belong to the most abundant minerals of rocks of the WAS. Most of the present feldspar may be called ternary (*sensu* BARTH 1969), because of the higher content (>5 mol.%) of the An-component in alkali feldspars or Or-component in plagioclases, see Table 4, and Fig. 6a,b.

Anorthoclase and sanidine

They represent the most substantial minerals of rhyolite and trachyte reaching up to 80–90 vol.%. Anorthoclase as a sole feldspar of the rock forms phenocrysts up to 8 mm in size in the rhyolite of the Stěnský vrch Hill. Hypautomorphic phenocrysts of anorthoclases (up to 12 mm in size) with vitreous lustre in the trachyte of Špičák Hill are mostly zoned, often with a relict of oligoclase core. They occur also in the trachyte of Prachometský vrch Hill. Sanidine (a disordered structure was determined by optical method) forming rims of anorthoclase phenocrysts was rarely found in the trachyte from Špičák Hill. Feldspars of trachytes are expressively zoned, formed (in an ideal case) by oligoclase (core) – anorthoclase-sanidine (rim). According to NEKVASIL (1992) such feldspars are products originating through reaction of the older plagioclases with melt. Such resorbed cores of ternary plagioclase in ternary alkali feldspar have been reported from numerous trachytes. Sanidine in the trachyte from Špičák Hill ($Or_{60}Ab_{39}An_{01}$) is in composition practically identical with the feldspar of trachyte from Drachenfels ($Or_{62}Ab_{36}An_{02}$), cf. VIETEN et al. (1988). Anorthoclase with a higher content of Cn-component (up to 6 mol.%) was detected in the studied trachybasalt of Zbraslavský vrch Hill. WILSON et al. (1995) report contents of BaO up to 1 wt.% in K-feldspar of the trachytes in Cantal.

Plagioclase

Plagioclases represent dominant phases in the more basic members of the WAS, i.e., trachyandesite and basaltic trachyandesite. Plagioclase prevails in the groundmass (up to 50 vol.%), as phenocrysts is more rare. Plagioclases of partially resorbed cores of anorthoclases in trachytes correspond to oligoclase. Plagioclases of intermediate rocks display a broad scatter of chemical composition: trachyandesite (oligoclase to andesine), basaltic trachyandesite (oligoclase to bytownite). For the plagioclases of the

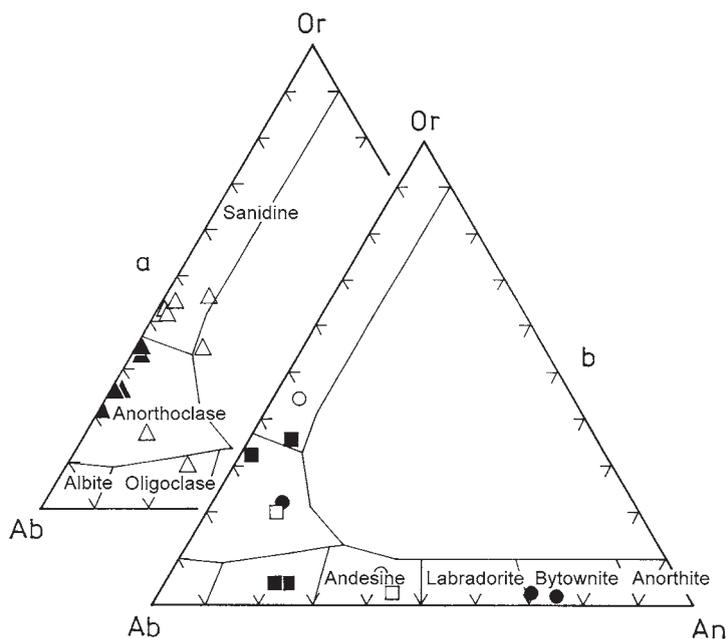


Fig. 6. Feldspars of (a) salic, (b) intermediate and mafic rocks in An-Ab-Or diagram (mol.%). Symbols as in Fig.2.

Table 4: Representative chemical analyses of alkali feldspars and plagioclases

Sample No.	202/9C		202/10R		202/18M		180/23C		180/24R		180/25C		180/26C		180/27M		180/28M		255/40		186/13		251/20		251/23		256/27		256/28		256/30		255/32																																																																																																																																																																																																									
	Rock type	RY		TR		TB		TR		TB		TR		TB		TA		BTA		TB		TR		TA		BTA		TB		TB		TB																																																																																																																																																																																																										
SiO ₂	67.52	67.36	68.33	65.21	66.59	66.61	64.82	67.52	66.11	62.98	63.78	68.59	64.79	57.31	59.30	62.37	57.31	58.96	18.57	17.95	16.78	20.04	18.54	19.58	18.93	18.05	17.05	19.91	22.65	17.91	21.50	26.35	23.86	22.68	31.65	25.22	0.36	0.16	0.47	0.20	0.20	0.25	0.47	0.25	0.78	0.27	0.09	0.06	0.07	0.03	0.06	0.01	0.08	0.09	0.11	0.03		0.14	0.07	0.13	0.01	0.04	0.01		0.23	0.01	0.26	0.11	3.75	0.23	0.18	0.01	0.04	0.03	0.57	0.67	0.19	3.34	1.09	3.25	2.16	0.90	0.17	1.01	4.72	0.44	2.82	8.84	8.55	2.95	14.62	8.03	8.24	7.16	8.52	7.00	7.01	8.27	5.60	7.50	4.51	5.33	8.18	7.39	7.78	6.06	5.06	7.83	2.61	6.07	4.91	6.61	4.68	4.25	5.86	1.70	8.25	5.59	10.50	7.09	0.78	5.58	3.58	0.49	1.93	4.05	0.32	1.13	0.06			0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.11	100.34	100.43	100.15	100.55	99.12	99.17	100.12	106.64	100.48																																																																																								
Total	100.34	99.94	99.06	100.26	99.65	99.86	100.56	99.99	99.24	100.34	100.43	100.15	100.55	99.12	99.17	100.12	106.64	100.48	Number of ions per 32 (O)																																																																																																																																																																																																																							
Si	11.995	12.076	12.270	11.634	11.964	11.785	11.736	12.061	12.122	11.587	11.259	12.177	11.483	10.356	10.756	11.192	9.193	10.581	3.888	3.790	3.551	4.214	3.926	4.083	4.039	3.800	3.685	4.314	4.709	3.745	4.487	5.608	5.097	4.793	6.811	5.330	0.009	0.053	0.024	0.071	0.009	0.009	0.009	0.009	0.009	0.042	0.013	0.008	0.010	0.005	0.009	0.002	0.012	0.014	0.017	0.005		0.021	0.011	0.019	0.002	0.005	0.002	0.270	0.016	0.013	0.002	0.006	0.029	0.016	0.004	0.067	0.108	0.129	0.037	0.638	0.210	0.616	0.419	0.172	0.033	0.199	0.893	0.084	0.535	1.712	1.662	0.567	2.862	1.544	2.838	2.489	2.966	2.421	2.442	2.837	1.966	2.597	1.603	1.901	2.800	2.544	2.674	2.123	1.780	2.724	0.925	2.112	1.113	1.512	1.072	0.967	1.343	0.384	1.906	1.274	2.456	1.664	0.176	1.264	0.809	0.113	0.447	0.927	0.075	0.259	15.892	15.866	15.821	15.857	15.907	15.978	15.784	15.861	15.807	15.901	15.968	15.922	15.970	15.964	15.853	15.985	16.004	15.911	4.129	4.159	4.152	4.077	4.052	3.894	4.381	4.093	4.214	4.105	3.898	3.913	4.030	3.954	3.927	4.236	3.878	4.001	69.9	60.3	72.7	60.1	60.9	73.9	45.6	64.1	39.2	47.1	72.1	65.1	66.6	53.8	45.4	64.3	23.9	53.0	2.7	3.1	0.9	15.9	5.2	16.1	9.7	4.3	0.8	4.9	23.0	2.2	13.3	43.4	42.4	13.4	74.0	38.8	27.4	36.6	26.3	24.0	33.5	10.0	44.2	31.4	60.0	41.2	4.5	32.4	20.1	2.9	11.4	21.9	1.9	6.5	0.1			0.4	0.4	0.0	0.5	0.2		6.7	0.4	0.3	0.0	0.0	0.7	0.4	0.1	1.7

C – core, R – rim (of phenocrysts), M – matrix

more salic members, a higher contents of Or-component (up to 22 vol.%) is typical, which together with the zero “ordering index” (Oi) indicate their high-temperature origin. The most acid plagioclase An_{11} with $Oi = 0$ represents a typical disordered structure (sensu SLEMMONS 1962). Only a low variation of basicity (within the range of andesine) was recognised in the plagioclase of trachybasalt. It shows, as well as anorthoclase a higher content of BaO (0.95 wt %).

Nepheline

The presence of nepheline was detected in the groundmass of trachyandesite from Třebouňský vrch Hill and basaltic trachyandesite from Doubravický vrch Hill only. The nepheline chemical composition plotted in the ternary diagram Ne-Ks-Qz (Fig. 7) is far from the “BARTH join” which denotes according to DOLLASE & THOMAS (1978) the compositional trend for natural nephelines. These nephelines, in comparison with nephelines of olivine nephelinite (SAS) and its coarse-grained ijolite exsolutions from Podhorní vrch Hill (ULRYCH et al. 2000), are more rich in Ne- and Qz-components. With regard to the criteria of WILKINSON & HENSEL (1994) the studied nephelines crystallised at temperatures lower than 700 °C with exception of nepheline from basaltic trachyandesite.

Clinopyroxenes

They occur in minor to substantial amounts in most rocks of the WAS (e.g. trachyte of Prachometský vrch Hill – 7.5 vol.% and basaltic trachyandesite of Doubravický vrch Hill – 11 vol.%). In addition to phenocryst they form a part of groundmass in the trachyte of Prachometský vrch Hill. The occurrence of clinopyroxene described by WÖHNIG (1904) from the Špičák trachyte groundmass could not be confirmed. In all studied rocks clinopyroxene occurs as automorphic to hypautomorphic, columnar, weakly pleochroic phenocrysts (0.2 to 2 mm in size). They display weak concentric and/or sectorial zoning (e.g. in the Zbraslavský vrch Hill trachybasalt, according to

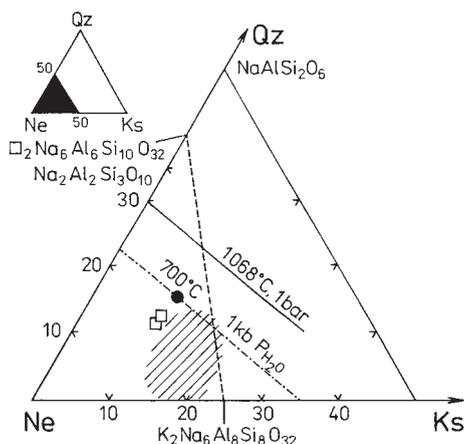


Fig. 7. Nephelines in Ne-Ks-Qz diagram. The dashed line (“BARTH join”) denotes the composition of natural nephelines (DOLLASE & THOMAS 1978); the full line solution of feldspar in nepheline at 1068 °C, 1 bar (DONNAY et al. 1959; WILKINSON & HENSEL 1994); the dashed-dot line marks the limit of solid solutions at 700 °C (HAMILTON 1961).

Shaded area corresponds to nepheline composition of coarse-grained nepheline-clinopyroxene-melilite/leucite + K-feldspar exsolution in olivine nephelinite of strongly alkaline series from the Teplá Highland (ULRYCH et al. 1995). Symbols as in Fig. 2.

WOHNIG l.c. also in the Třebouňský vrch Hill trachyandesite). The clinopyroxenes plot near the boundary of diopside-hedenbergite series and augite fields in the classification diagram by MORIMOTO [ed.] (1988), see Fig. 8. Megacrysts (up to 5 cm in size) in basanite (SAS) from Vlčí hora Hill reveal the same composition (ULRYCH & KAŠPAR 1977). However, clinopyroxene of the trachyte from Prachometský vrch Hill plots mostly in the field of hedenbergite. In comparison with clinopyroxenes from trachytic rocks of Sibengebirge (VIETEN 1979, 1980) clinopyroxenes of the WAS are richer in Fs-component. All the studied clinopyroxenes are Na- and Mn-varieties with the exception of clinopyroxenes from trachyandesite of Třebouňský vrch Hill and rims of clinopyroxene phenocrysts from the Zbraslavský vrch Hill trachybasalt. Content of ZrO_2 fluctuates at the detection limit of the microprobe (0.02 wt. %).

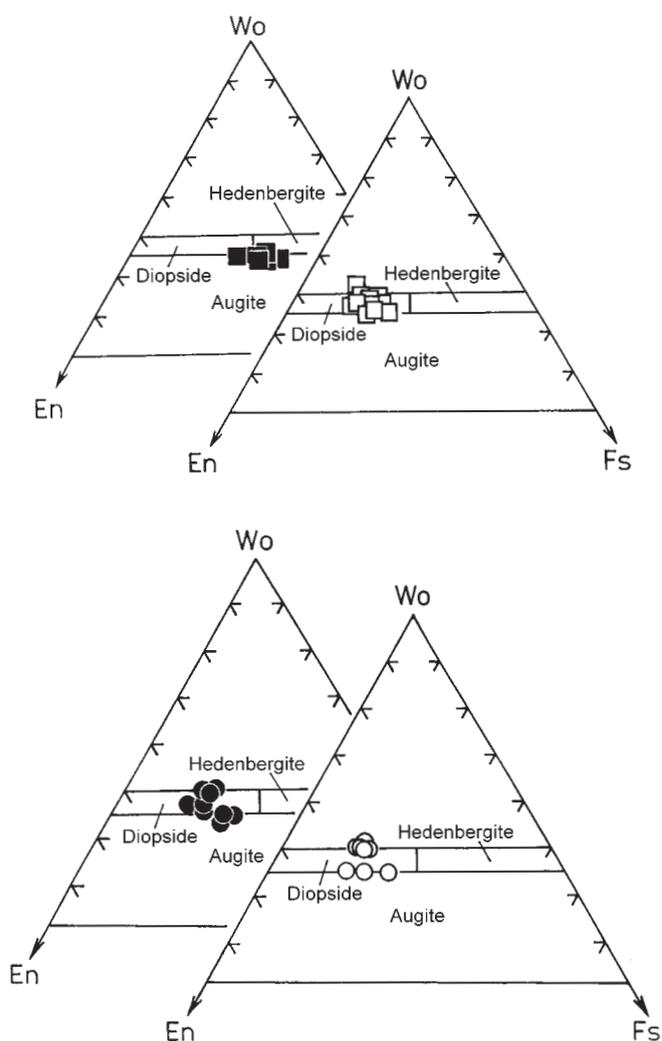


Fig. 8. Clinopyroxene plot in MORIMOTO [ed.] (1988) classification diagram. Symbols as in Fig. 2. All Fe calculated as Fe^{2+} .

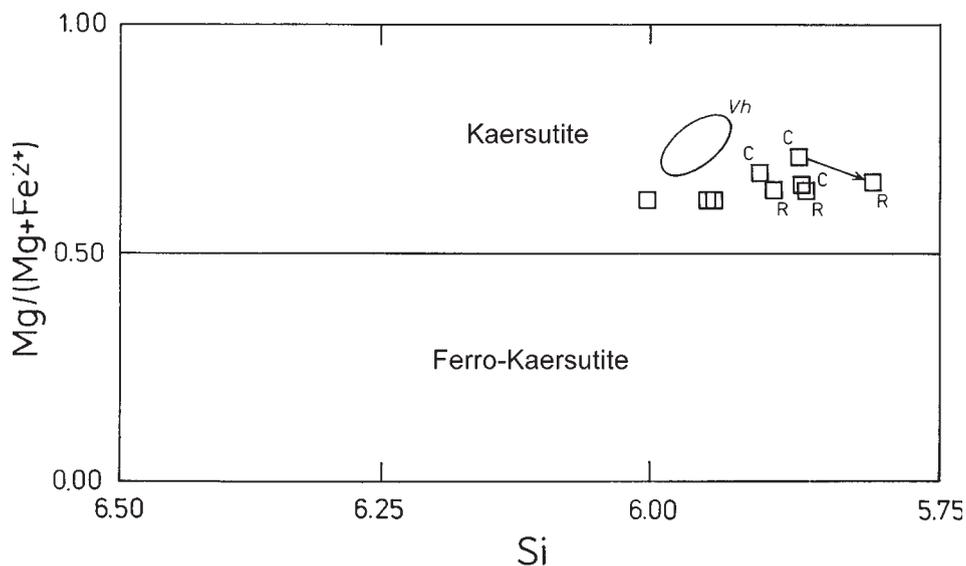


Fig. 9. Kaersutite of trachyandesite from Třebouňský vrch in LEAKE (1978) classification diagram. Field Vh – oxykaersutite composition (megacrysts and cumulates) in Vlčí hora basanite of strongly alkaline series from the Teplá Highland (ULRYCH 1986). All Fe calculated as Fe^{2+} .

Amphiboles

Amphiboles represent generally a minor phase in rhyolite and Špičák Hill trachyte. Their phenocrysts (up to 0.6 mm in size) are hypautomorphic to automorphic, columnar, with typical strong pleochroism. Biotite rims are the most characteristic feature. Amphiboles correspond to manganoan magnesioriebeckite (in rhyolite) and manganoan winschite (in trachyte) in LEAKE (1978) classification. With regard to their high content of MnO (up to 6.1 wt. %) the amphiboles belong to Mn-varieties. The Mn-Fe-rich magnesioarfvedsonites are known in alkali trachyte from Hohenburg in Siebengebirge (VIETEN 1965, VIETEN et al. 1988). Magnesioarfvedsonite was described in the Bohemian Massif by ULRYCH (1978) from fenites of the Čistá Massif, W Bohemia. Strongly corroded, originally euhedral phenocryst of kaersutite rimmed by clinopyroxene and titanian magnetite occurs in trachyandesite (according to WÖHNIG 1904 also in trachybasalt). Their chemical composition (cf. Fig. 9) is close to megacrysts (up to 12 cm) and cumulates (15 × 10 cm) of oxykaersutite in basanite (SAS) from the nearby Vlčí hora Hill at Černošín (ULRYCH 1986).

Biotite

It forms automorphic phenocrysts (up to 4 mm in size) in trachyte from Špičák. Hypautomorphic flakes are dark brown in colour, not transparent (with tiny inclusions of often strongly oxidised titanomagnetite). The chemical composition of mica corresponds to biotite, exceptionally to phlogopite (cf. Fig. 10). Biotite described from the rhyolite of Stěnský vrch Hill by WÖHNIG (1904) and from trachyandesite (0.3 vol. %) by KAVKA (1967) was not newly ascertained. Low contents of micas (and amphiboles) in rocks of the WAS give evidence of dry character of magma.

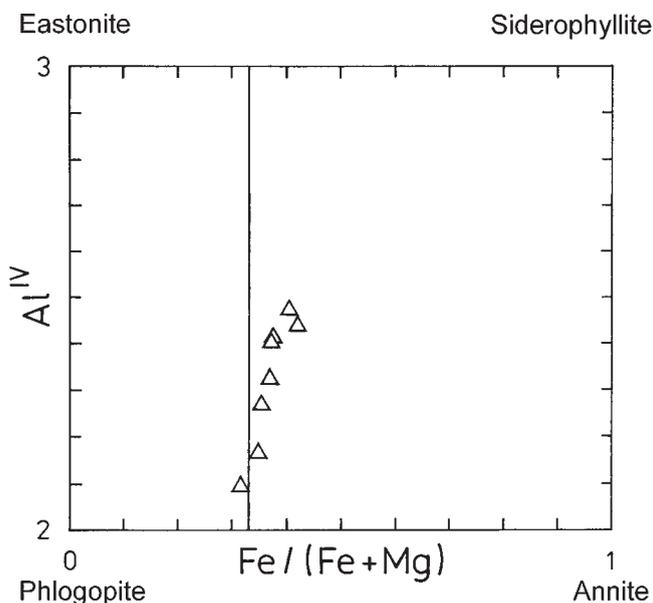


Fig. 10. Micas of trachyte from Špičák Hill in Fe/Fe+Mg vs Al^{IV} (p.f.u.) plot. All Fe calculated as Fe²⁺.

5.2. Accessory minerals

Titanian magnetite

The hypautomorphic to automorphic, isometric grains occur almost in all rocks of the WAS. These opaque phases are characterised by high amount of MnO (up to 6.6 wt.%, see Fig. 11). The higher contents of TiO₂ (up to 19.9 wt.%), Al₂O₃, Cr₂O₃ and MgO are characteristic especially for the titanian magnetites from trachybasalt (cf. Fig. 12). Concentric zoning is manifested mostly in the contents of TiO₂ increasing towards rims, accompanied by a decrease in the contents of MnO, Al₂O₃ and MgO.

Titanite, apatite and zircon

Euhedral, partly corroded titanite occurs in all studied rock, with the exception of rhyolite. The needle-like apatite does not belong to the abundant accessories and is concentrated mostly into the more mafic and intermediate rocks of the WAS.

Subhedral isometric grains of zircon represent a typical accessory of trachytes.

5.3. Secondary minerals

Mn-oxyhydroxide

This mineral is very characteristic of the Špičák trachyte. It occurs as irregular network of subvertical veins and small veinlets (from 1 mm to 10 cm wide), filling of vugs, pseudomorphs after feldspars and in irregular impregnations copying the fluidal structure of the rock. In the apparently (by the naked eye) homogeneous monomineral veins the Mn-mineral forms only up to 10 vol.%. It cements very fine crushed material (feldspars, quartz, clay mineral) of the host rocks. Mn-mineral is probably a product of an younger hydrothermal precipitation in fissures. It represents a low

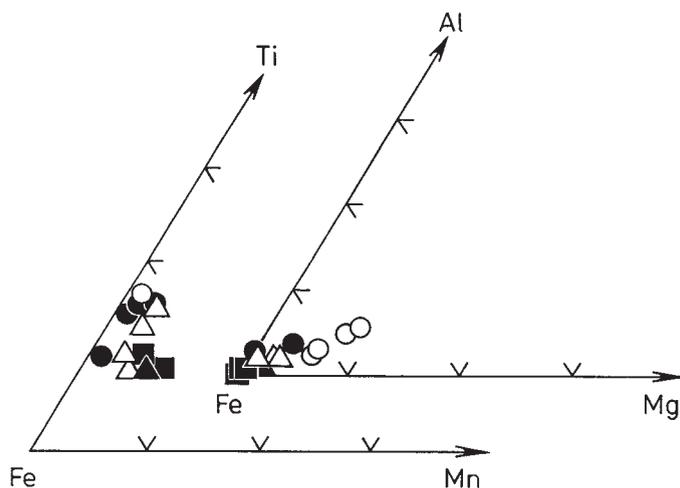


Fig. 11. Mn-rich titanian magnetites in Mn-Fe-Ti and Mg-Fe-Al (mol.%) diagrams.

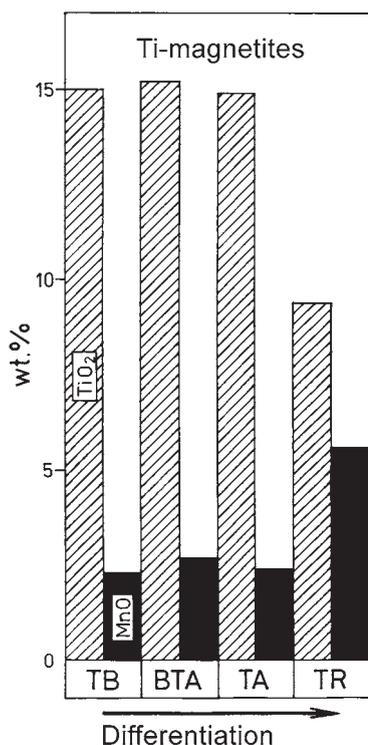


Fig. 12. Dependence of TiO₂ and MnO (wt.%) contents in magnetites on the differentiation degree of rocks of the weakly alkaline series. TB – trachybasalt, BTA – basaltic trachybasalt, TA – trachyandesite, TR – trachyte.

crystalline, originally colloidal phase, most probably a mixture of Mn-oxyhydroxides. The result of the chemical study of the oxidation stage (see ULRICH et al. 1997) shows that Mn is present in the tetravalent form (8.55 wt.% from the total content of manganese expressed as 12.35 wt.% of MnO); the minor part (3.79 wt. %) corresponds to the trivalent form of Mn.

Sulphur

In the altered and cavernous part of the Špičák trachyte was found sulphur as yellow powder coatings of vugs. It was identified by X-ray powder method. The sulphur crystallised most probably as a result of decomposition of gaseous volcanic emanations (oxidation of H₂S or reduction of SO₂). Together with the hydrothermal Mn-oxyhydroxide it represents a product of postmagmatic volcanic activity in the region.

Carbonates and sulphates

The younger hydrothermal calcites occur both in basaltic trachyandesite and in trachybasalt, where was found also Mn-carbonate. Barite grains were identified in the groundmass of basaltic trachyandesite.

6. Discussion and conclusion

Two contemporaneous coexisting weakly (WAS) and strongly (SAS) alkaline series have been recognised in the Teplá Highland in western

Bohemia. The volcanism is genetically associated with an uplift of northeastern flank of the Cheb-Domažlice Graben formed by the Teplá Highland. Both volcanic series represent cogenetic contrasting series of silica saturated/oversaturated and undersaturated magma types, respectively, of intraplate continental volcanism. The WAS, the subject of the present paper, is represented by the comagmatic series trachybasalt-basaltic trachyandesite-trachyandesite-trachyte-rhyolite; the SAS is formed by olivine nephelinite-basanite/tephrite series. The rocks of the WAS (12.9–11.3 Ma) as well as of SAS (12.4–8.3 Ma) represent rare products of a late episode of Tertiary volcanism in the Bohemian Massif. However, an essential role in the formation of both series is played by combined assimilation and fractionational crystallization (AFC) process within the lower crust. The differentiation series are comparable with the volcanic series of Siebengebirge, and Cantal.

The most widespread rocks of WAS, i.e., Q-normative trachytes, only partly differ from rhyolite displaying higher contents of normative feldspar and lower content of quartz. Feldspars are the most substantial minerals of all these rocks forming usually more than 80 vol.%. Nevertheless, the presence of ternary feldspars and anhydrous ferromagnesian minerals indicate high temperatures of their origin and potentially significantly special crystallisation pathways (NEKVASIL 1962). As recognised by CARMICHAEL (1963) and NEKVASIL (1990) the most common reaction in these rock types (Q-normative trachytes and rhyolites) would be the crystallisation of alkali feldspars through the reaction of plagioclase with melt. This explains the presence of partially resorbed cores of high-temperature ternary plagioclases and/or ternary alkali feldspars (generally anorthoclase rimmed by sanidine) in K-feldspars phenocrysts in the Špičák trachyte. This phenomenon has been described from many localities of trachytes and rhyolites (Sierra el Virulento, Mexico; Kane Springs Wash caldera, Nevada etc.). NEKVASIL (1992) supposes that the crystallisation of trachytes need not lead to complete resorption of plagioclase. The extent of resorption of plagioclase will depend on the pressure, the bulk H₂O content and the bulk composition of the melt. Partial to complete resorption of plagioclase can also occur in Q-normative trachytes under H₂O buffered conditions, particularly if silica saturation is not attained until the late stages of crystallisation.

The common geochemical features of rocks of the WAS are low concentrations of Ba, P and Ti (fractional crystallisation of plagioclase and clinopyroxene, apatite and Ti-magnetite) in the most salic rocks (i.e. rhyolite and trachyte) in comparison with the mafic members of this series. The higher Mn contents are typical not only of primary rock-forming minerals, but especially of the postmagmatic minerals (as Mn-oxyhydroxide, Mn-carbonate). The occurrence of sulphur in vugs and fissures of trachyte from Špičák Hill accompanied by alteration of host rock is undoubtedly a result of latest events of a volcanic activity.

Acknowledgements: These research was sponsored by Grants A 314 10, and A 205 99 0907 of the Academy of Sciences of the Czech Republic. The OTKA Foundation Grant No. 014961, Hungary, supported the K-Ar dating. Comparative study of the young alkaline volcanism in central Europe has been performed in the scope of IGCP Subproject No. 369 2a Magmatism and rift basins evolution: Peritethyan region. The authors thank Prof. F. FEDIUK, Geohelp, Prague for critical reading of early version of the manuscript, Prof. J. MALINKY, University of Maryland, Dr. J. ADAMOVIČ, Institute of Geology AS CR, Prague and Dipl.-Geol. P. PAZDERNIK, Erlangen are thanked for their valuable comments.

7. References

- ABBEY, S. (1960): Studies in standard samples for use in general analysis of silicate rocks and minerals. – *Geostandard Newsletter*, **4**: 163–190, Paris.
- ALIBERT, C., MICHARD, D.H. & ALBARÉDE, F. (1983): The transitions from alkali basalts to kimberlites: isotope and trace element evidence from melilitites. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **82**: 176–186, Berlin.
- BALOGH, K. (1985): K/Ar dating of Neogene volcanic activity in Hungary. Experimental technique, experiences and methods of chronologic studies. – *ATOMKI Rep. D/1*: 277–278. Debrecen.
- BARTH, T.F.W. (1969): Feldspars. – Wiley Interscience. New York. 261 pp.
- BEHR, H. (1992): Lineare Krustenstrukturen im Umfeld der KTB lokation. – *KTB Report*, **92–93**: 3–82. Hannover.
- BRIOT, D., CANTAGBREL, J.M. DUPUY, C. & HARMON, R.S. (1991): Geochemical evolution in crustal magma reservoirs: trace-element and Ar-Nd-O isotopic variations in two continental intraplate series at Monts Dore, Massif Central, France. – *Chem. Geol.*, **89**: 281–303, Amsterdam.
- CARMICHAEL, I.S.E. (1963): The crystallization of feldspar in volcanic acid liquids. – *Quat. J. Royal Soc.*, **119**: 95–131, London.
- DOLLASE, W.A. & THOMAS, W.M. (1978): The crystal chemistry of silica rich alkali-deficient nepheline. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **66**: 311–318, Berlin.
- DOWNES, H. (1989): Magma mixing in undersaturated alkaline volcanics, Cantal, Massif Central, France. – *Mineral. Mag.*, **53**: 43–53, London.
- FEDIUK, F. (1995): Volcanics of Zbraslavský vrch Hill between the towns Manětín and Toužim (W. Bohemia). – *Zpr. geol. Výzk.*, **1994**: 48–50, Praha.
- OLAND K.A., LANDOLL J.D., HENDERSON C.M.B. & JIANFENG C. (1993): Formation of cogenetic quartz and nepheline syenites. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **57**: 697–704, Oxford.
- FRECHEN, J. & VIETEN, K. (1970): Petrographie der Vulkanite des Siebengebirges. – *Decheniana*, **122**: 337–377, Bonn.
- GABRIELOVÁ, N., KONZALOVÁ, M. & LOCHMAN, Z. (1970): Stratigraphy of the Neogene sediments southern of the Mariánské Lázně Spa. – *Věst. Ústř. Úst. geol.*, **45**: 17–26, Praha.
- HAMILTON, D.L. (1961): Nephelines as crystallization temperatures indicators. – *J. Geol.*, **69**: 321–329, Chicago.
- HROUDA, F. & CHLUPÁČOVÁ M. (1993): Petrophysical investigations in the West Bohemia in association with the ultra deep borehole (KTB 1) in BRD, Part II: densities, magnetic properties, elasticity and radioactivity. – Report, Geofyzika a.s., 80 pp, Brno.
- HUCKENHOLZ, H.G. & BÜCHEL, G. (1986): Tertiärer Vulkanismus der Hoheifel. – *Exkursionsführer 66 Jahrestagung der DMN in Bonn*. – *Fortschr. Mineral.*, **66**: 43–82, Stuttgart.
- KAVKA, J. (1967): Eruptive rock of Třebouň Hill. – *Čas. Nár. muzea*, **135**: 1: 48–50, Praha.
- KÄMPF, H., BRÄUER, K., KOCH, H., MALKOVSKÝ, M., STRAUCH, G., WEINLICH, F.H. & WEISE, S. (1992): Vulkanismus – Mineralwässer-Seismizität im Bereich der Marienbad Störungzone. – In: BANKWITZ, P., KÄMPF, H. & BIELEFELD, E. [eds.] (1992): *Münchberger Gneismasse und ihr geologischer Rahmen. Exkursionsführer, 1. Jahrestagung der GGW, Falkenstein/Vogtland*, 127–155, Berlin.
- KOPECKÝ, L. (1978): Neoidic taphrogenic evolution of young alkaline volcanism of the Bohemian Massif. – *Sbor. Geol. Věd., R. Geol.*, **30**: 91–107, Praha.
- KOPECKÝ, L. (1988): The young volcanism of the Bohemian Massif (structural and volcanological study) 3. – *Geologie Hydrometal. Uranu*, **12**: 3–40, Stráž pod Ralskem.

- KOPECKÝ, L. & VOLDAN, J. (1959): Crystallization of the melted rocks – *Geotechnica*, **25**, 122 pp., Praha.
- KRÁL, R. (1960): Petrochemistry of the Westbohemian basalts I–II. – *Sbor. Vys. šk. chem. technol. v Praze, anorg. org. Technol.*, **4**: 401–444, Praha.
- KRÁL, R. (1961): Petrochemistry of the Westbohemian basalts III a IV. – *Sbor. Vys. šk. chem. technol. v Praze, Mineral.*, **5**: 107–162, Praha.
- KRÁL, R. (1962): Petrochemistry of the Westbohemian basalts VI. Kladská near Mariánské Lázně. – *Sbor. Vys. šk. chem. technol. v Praze, Mineral.*, **6**: 163–172, Praha.
- KRÁL, R. & KRÁLOVÁ, M. (1961): Petrochemistry of the Westbohemian basalts V. Komorní hůrka near Františkovy Lázně. – *Sbor. Vys. šk. chem. technol. v Praze, Mineral.*, **5**: 163–172, Praha.
- KREHAN, A. (1912): Die Umgebung von Bochau bei Karlsbad in Böhmen. – *Jb. Geol. Reichsanst.*, **62**: 1–42, Wien.
- KRUTSKÝ, J. (1988): Using of some volcanics from České středohoří Mts. as decorative stones. – MSc. Thesis, Charles University: 82 pp., Prague.
- LEAKE, B.E. (1978): Nomenclature of amphiboles. – *Mineral. Mag.*, **42**: 533–565, London.
- LE MAITRE, R.W. (1989): A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. – 193 pp., Oxford (Blackwell Sci. Publ.).
- LUTC, B.G. (1975): Chemical Composition of Continental Crust and Upper Mantle. – 166 pp., Moscow. (Nauka).
- MAURY, R.C. & VARET, J. (1980): Le volcanism tertiaire et quaternaire. – In: AUTRAN, A. & DERCOURT, J. [eds.]: Colloque C7, Géologie de la France. – *Mém. Bur. Rech. Géol. Min.*, **107**: 138–159, Paris.
- MORIMOTO, M. [ed.] (1988): Nomenclature of pyroxenes. – *Mineral. Mag.*, **52**: 535–550, London.
- NEKVASIL, H. (1990): Reaction relations in the granite system: implications for trachytic and syenitic magmas. – *Amer. Mineralogist*, **75**: 560–571, Washington
- NEKVASIL, H. (1992): Ternary feldspar crystallization in high temperature felsic magmas. – *Amer. Mineralogist*, **77**: 592–604, Washington.
- ODIN, G.S. et 35 collaborators (1982): Interlaboratory standards for dating purposes. – In: G.S. ODIN [ed.]: Numerical Dating in Stratigraphy, 123–150., Chichester (Wiley and Sons).
- PECERILLO, A. & TAYLOR, S.R. (1976): Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastomonu area, northern Turkey. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **58**: 68–81, Berlin.
- PIVEC, E., ULRYCH, J., HÖHNDORF, A. & RUTŠEK, J. (1998): Melilitic rocks from northern Bohemia: Geochemistry and mineralogy. – *N. Jb. Mineral. Abh.*, 312–339, Stuttgart.
- POHL, O. (1908): Basaltische Ergussgesteine von Tepler Hochland. – *Arch. naturwiss. Landesdurchforsch. Böhmen*, **13**: 1–62, Prag.
- POLDERVAART, A. & PARKER, B.A. (1964): The crystallisation index as a parameter of igneous differentiation in binary variation diagrams. – *Amer. J. Sci.*, **262**: 281–289, New Haven.
- ŘANDA, Z., BENADA, J., KUNCÍŘ, J., VOBECKÝ, M. & FRÁNA, J. (1972): Radioanalytical methods for non destructive analysis of lunar samples. – *J. Radioanal. Chem.*, **11**: 27–42, Amsterdam.
- SHRBENÝ, O. (1979): Geochemistry of the West Bohemian neovolcanites. – *Čas. Mineral. Geol.*, **24**: 9–21, Praha.
- SHRBENÝ, O. & MACHÁČEK, V. (1973): Geochemistry of trachytic rocks of the České středohoří Mts. – *Čas. Mineral. Geol.*, **18**: 131–161, Praha.
- SLEMMONS, D.B. (1963): Determination of volcanic and plutonic plagioclases using a three of four axis universal stage. – *Spec. GSA Papers*, **68–69**: 64 pp., Washington.

- SUN, S.S. & McDONOUGH, W.F. (1989): Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. – In: *Magmatism in the Ocean Basins*. – Geol. Soc. Spec. Publ., **42**: 313–345, Washington.
- THORNTON, C. P & TUTTLE, O.F. (1960): Chemistry of igneous rocks. I. Differentiation Index. – *Amer. J. Sci.*, **258**: 664–684, New Haven.
- ULRYCH, J. (1978): Magnesioarfvedsonite from fenites near Hůrky in the Čistá Massif (West Bohemia). – *Čas. Mineral. Geol.*, **23**: 67–70, Praha.
- ULRYCH, J. (1986): Oxykaersutite from Vlčí hora Hill in western Bohemia in comparison with kaersutites of the Bohemian Massif – Monografie, Sbor. Západočes. Muz., Odd. Příř., 46 pp., Plzeň.
- ULRYCH, J. (1997): Geochemistry of subvolcanic alkaline rock series of the Roztoky Intrusive Centre, České středohoří Mts. – *Erlanger Beitr. Petrogr. Mineral.* **8**: 1–42, Erlangen.
- ULRYCH, J. & KAŠPAR, P. (1977): Relation of microhardness to the structure of monoclinic pyroxenes and amphiboles. – *Acta Univ Carol., Geol.*, **Kratochvíl Vol.**: 13–19, Praha.
- ULRYCH, J. & PIVEC, E., (1997): Age related contrasting alkaline volcanic series in North Bohemia. – *Chem. Erde*, **57**: 311–336, Jena.
- ULRYCH, J., PIVEC, E. & BOUŠE, P. (1995): Mineral paragenesis of the ijolite exolutions in olivine nephelinite of the Podhorní vrch Hill near Mariánské Lázně – *Bull. min. petr. odd. Nár. Mus. v Praze*, **3**: 51–56, Praha.
- ULRYCH, J., PIVEC, E., LANG, M. & LLOYD, F.E. (2000): Ijolitic segregations in melilite nephelinite of Podhorní vrch volcano, Western Bohemia. – *N. Jb. Mineral. Abh.*, **175**, 3: 317–348, Stuttgart.
- ULRYCH, J., PIVEC, E. & POVONDRA, P. (1997): Sulphur and Mn-oxyhydroxides from trachyte of Špičák Hill near Teplá. – *Bull. min. petr. odd. Nár. Mus. v Praze*, **4–5**: 210–212, Praha.
- VIETEN, K. (1965): Manganreicher Fluortaramit aus dem Alkalitrachyt der Hohenburg bei Berkum (Siebengebirge) – *N. Jb. Mineral., Mh.*, 166–171, Stuttgart.
- VIETEN, K. (1972): Über die Heteromorphie-Beziehungen in der Vulkanit Association des Siebengebirges und ihre petrogenetische Bedeutung. – *N. Jb. Mineral., Abh.*, **117**: 282–323, Stuttgart.
- VIETEN, K. (1979): The minerals of the volcanic rocks association of the Siebengebirge I. Clinopyroxenes. 1. Variation of chemical composition of Ca-rich clinopyroxenes (salites) in dependence of the degree of magma differentiation. – *N. Jb. Mineral., Abh.*, **135**: 270–286, Stuttgart.
- VIETEN, K. (1980): The minerals of volcanic rocks association of the Siebengebirge. I. Clinopyroxenes. 2. Variation of chemical compositions of Ca-rich clinopyroxenes (salites) in the course of crystallization. – *N. Jb. Mineral., Abh.*, **140**: 54–88, Stuttgart.
- VIETEN, K., HAMM, M. & GRIMMEISEN, W. (1988): Tertiärer Vulkanismus des Siebengebirges Exkursionsführer 66. Jahrestagung der DMN in Bonn. – *Fortschr. Mineral.*, **66**: 1–42, Stuttgart.
- WEBSTER, J.D., HOLLOWAY, J.H. & HERWIG, R.L. (1987): Phase equilibria of Be-, U- and F-enriched vitrophyre from Spor Mountain, Utah. – *Geochim. cosmochim. Acta*, **51**: 389–402, Oxford.
- WEINLICH, F.H., BRÄUER, K., KÄMPF, H. & WEISE, S. (1993): Mantel-Kruste-Wechselwirkungen im Bereich der Marienbad Störungszone. Teil 2: Gasgeochemische Untersuchungen an Mineralquellen entlang eines Profils über das Eger-Rift. – *Z. geol. Wiss.*, **21** (1/2): 135–142, Berlin.
- WILKINSON, J.F.G. AND HENSEL, H.D. (1994): Nephelines and analcimes in some alkaline igneous rocks. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **118**: 79–91, Berlin.

- WILSON, M. & DOWNES, H. (1991): Tertiary-Quaternary extension related alkaline magmatism in Western and Central Europe. – *J. Petrol.*, **32**: 811–849, Oxford.
- WILSON, M., DOWNES, H. AND CEBRIA, J.M. (1995): Contrasting fractionation trends in coexisting continental alkaline magma series, Cantal, Massif Central, France. – *J. Petrol.*, **36**: 1729–1750, Oxford.
- WILSON, M., ROSENBAUM, J.M. & ULRYCH, J. (1994): Cenozoic magmatism of the Ohře Rift, Czech Republic: geochemical signatures and mantle dynamics. – Abstracts IAVCEI, 1p, Ankara.
- WIMMENAUER, W. (1974): The alkaline province of Central Europe and France. – In: SØRENSEN H. [ed.]: *The Alkaline Rocks*. – 286–291., London (Wiley and Sons).
- WOHNIG, K. (1904): Trachytische und andesitische Ergussgesteine vom Teplaer Hochland. – *Arch. naturwiss. Landesdurchforsch. Böhmen*, **13**: 1–43, Prag.

Manuskript bei der Redaktion eingegangen am 15. 4. 2002.

Hinweise auf mächtige Tertiärablagerungen in den Daten der Integrierten Seismik Oberpfalz 1989 (ISO '89)

Von HELGA WIEDERHOLD

Mit 4 Abbildungen

Schlüsselworte: DEKORP – ISO '89 – KTB Umfeld – seismische Geschwindigkeit – statische Korrektur – Sedimenttrog

Kurzfassung: Ausschnitte aus den Datensätzen, Mächtigkeit und seismische Geschwindigkeit der Verwitterungsschicht, die bereits 1989 bei 3-D seismischen Untersuchungen im Umfeld der Kontinentalen Tiefbohrung KTB gewonnen wurden, werden zusammengestellt. Seismische Geschwindigkeiten von etwa 1900 m/s weisen im Bereich der im Herbst 2000 abgeteufte Forschungsbohrung Bayerhof auf Sedimentablagerungen hin. Ihre Mächtigkeit beträgt etwa 160 m.

Indications of thick Tertiary sediment deposits according to Integrated Seismic Data

Keywords: DEKORP – ISO '89 – KTB-surroundings – seismic velocity – static correction – sediment basin

Abstract: Extracts of data sets of thickness and seismic velocity of the weathering layer, gained during a 3-D seismic survey in the surroundings of the continental deep drilling KTB already in 1989, are compiled. At the site of the Bayerhof borehole, drilled in autumn 2000, seismic velocities of about 1900 m/s indicate sedimentary deposits with a thickness of about 160 m.

Im Rahmen des Deutschen Kontinentalen Reflexionsseismischen Programms DEKORP wurden 1989 umfangreiche 2-D und 3-D seismische Untersuchungen im Umfeld der Kontinentalen Tiefbohrung KTB in der Oberpfalz durchgeführt (DÜRBAUM et al. 1990, 1992). Kernstück dieser „Integrierten Seismik Oberpfalz“ (ISO '89) war eine 3-D seismische Vermessung, die an der Erdoberfläche eine Fläche von $20 \times 20 \text{ km}^2$ umfasste und zu einem Quader mit $10 \times 10 \text{ km}^2$ Grundfläche in 15 km Tiefe führte, dessen Rasterzellen von $50 \times 50 \text{ m}^2$ strahlenmäßig 15fach überdeckt waren. Die Erstellung eines solchen dreidimensionalen Datensatzes erfordert eine sogenannte statische Korrektur, bei der die an der Erdoberfläche gemessenen Reflexionszeiten, die vom Relief der Erdoberfläche beeinflusst sind, auf ein gemeinsames Bezugsniveau (im Fall ISO '89 500 m NN) reduziert werden. Dabei werden Inhomogenitäten in der seismischen Verwitterungszone, die sich in variablen seismischen Wellengeschwindigkeiten und unterschiedlichen Schichtmächtigkeiten ausdrücken, eliminiert. Zur Bestimmung dieses oberflächennahen Sedimentmodells wurden die Ersteinsätze der 3-D seismischen Aufnahmen invertiert (LENGELING 1991). Quasi als Nebenprodukt des dreidimensionalen Datensatzes entstanden so für die Gesamtfläche $20 \times 20 \text{ km}^2$ Datensätze der Geländehöhe, der seismischen Geschwindigkeit der Verwitterungsschicht, der Mächtigkeit der Verwitterungsschicht, der Refraktorgeschwin-

Anschrift der Verfasserin: Dr. HELGA WIEDERHOLD, Institut für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben (GGA), Stilleweg 2, 30655 Hannover (E-Mail: h.wiederhold@gga-hannover.de).

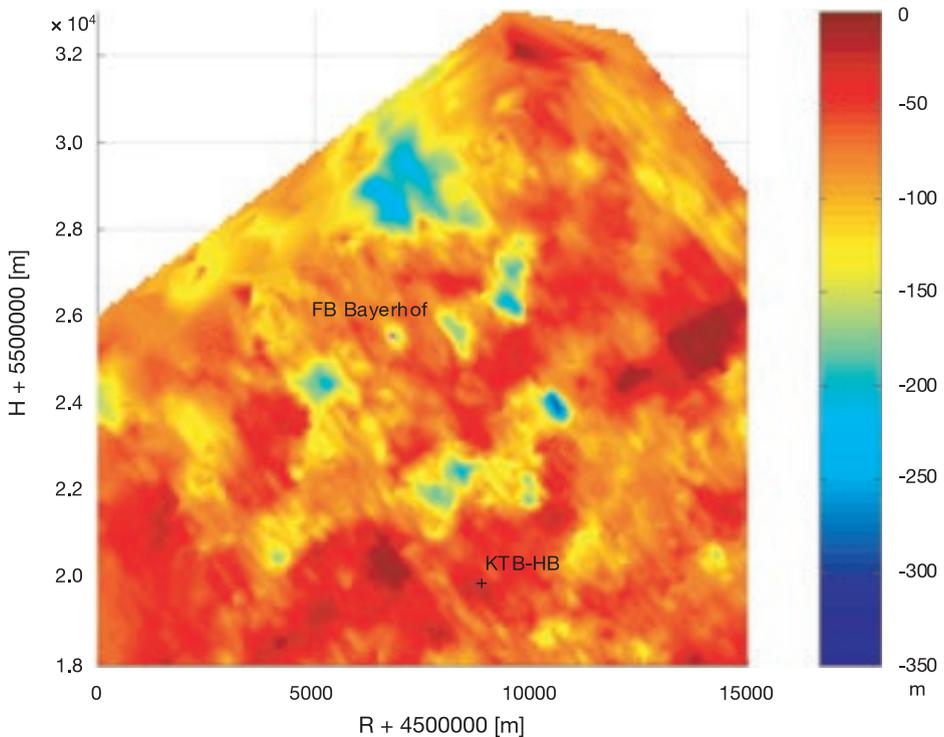


Abb. 1. Geländehöhen (Ausschnitt aus digitalem Datensatz ISO '89). Die Lokationen der Forschungsbohrung Bayerhof und der KTB Hauptbohrung sind markiert.

digkeit und der statischen Korrekturen (SCHWANITZ et al. 1990). Die Datendichte entspricht der Messanordnung der 3-D seismischen Vermessung, das heißt (theoretisch) 40 Geophonlinien im Abstand von 400 m à 207 Geophonlokationen im Abstand von 100 m und – senkrecht dazu – 21 Vibratortraversen mit einem Abstand von 800 m à 99 Vibrationspunkte mit einem mittleren Abstand von 200 m. Einige dieser Punkte sind doppelt belegt. Jeder Datensatz beinhaltet 11641 Datenpunkte.

Abbildung 1 zeigt das nördliche Teilgebiet aus dem Datensatz der Geländehöhe. In Abbildung 2 ist für den gleichen Ausschnitt die Mächtigkeit der seismischen Verwitterungsschicht dargestellt. Die maximale Mächtigkeit beträgt 350 m. Der Begriff seismische Verwitterungsschicht ist relativ weit gefasst und bedeutet in diesem Fall eine Mischung aus mehreren Materialien. Diese erstrecken sich von der reinen Ver-

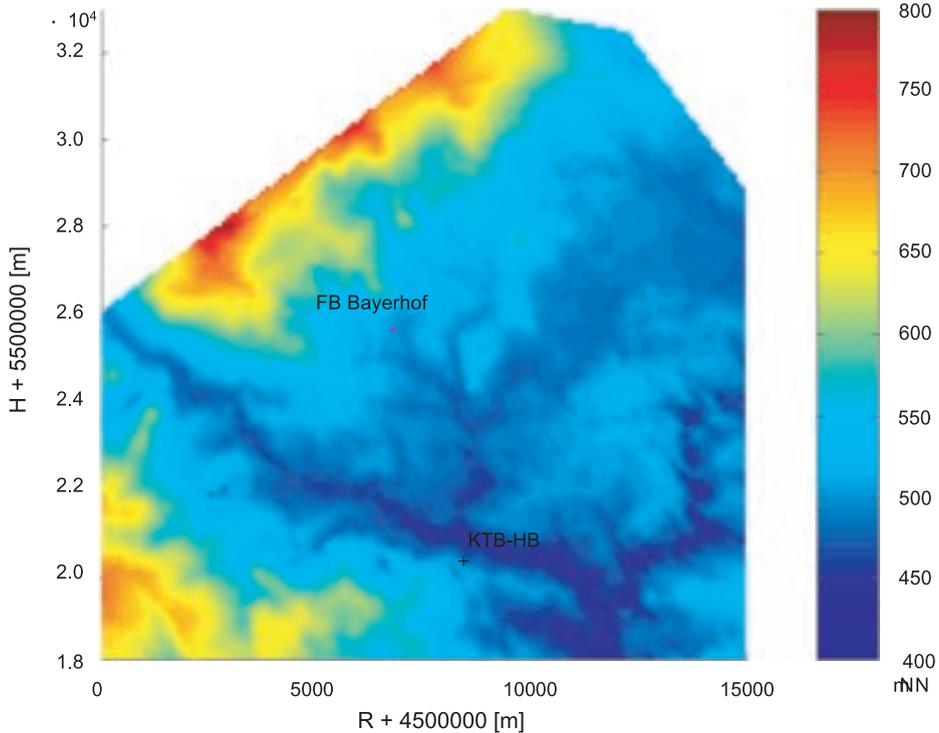


Abb. 2. Mächtigkeit der Verwitterungsschicht (Ausschnitt aus digitalem Datensatz ISO '89). Die Lokationen der Forschungsbohrung Bayerhof und der KTB Hauptbohrung sind markiert.

witterungsschicht aus Lockermaterial mit Geschwindigkeitswerten um 500 m/s über Sedimentablagerungen mit Geschwindigkeiten 1500–2500 m/s bis hin zu angewittertem Kristallin mit Geschwindigkeiten bis 3700 m/s (Abb. 3).

Sedimenttröge müssen die Bedingungen hohe Mächtigkeit in Abbildung 2 und mittlere seismische Geschwindigkeiten in Abbildung 3 erfüllen. Dieses trifft für die Struktur Bayerhof zu. Der Detailausschnitt (Abb. 4) mit der Forschungsbohrung Bayerhof im Zentrum zeigt neben der Mächtigkeit auch die Datenstützstellen. Die seismischen Geschwindigkeiten variieren in diesem Ausschnitt zwischen 1800 m/s und 2200 m/s. Der Mächtigkeitwert für die Lokation der Forschungsbohrung wird zu 162 m interpoliert mit einer mittleren seismischen Geschwindigkeit von 1930 m/s. Die in der Forschungsbohrung Bayerhof über ein vertikales seismisches Profil ermittelte Durch-

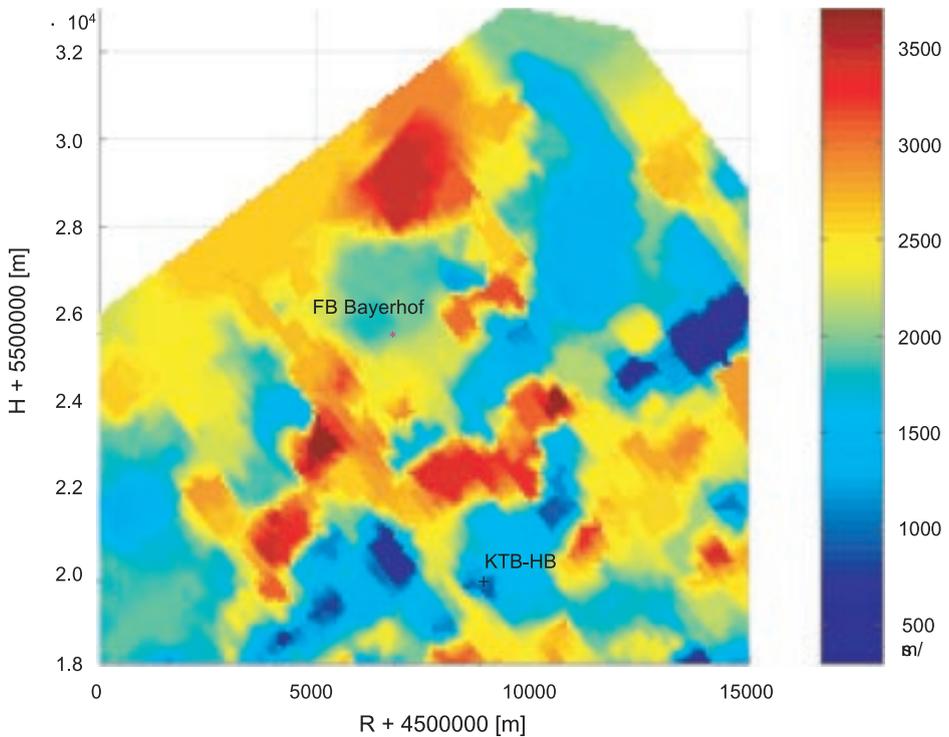


Abb. 3. Geschwindigkeitsverteilung der in Abb. 2 dargestellten Verwitterungsschicht (Ausschnitt aus digitalem Datensatz ISO '89). Die Lokationen der Forschungsbohrung Bayerhof und der KTB Hauptbohrung sind markiert.

schnittsgeschwindigkeit liegt in dieser Tiefe nur bei 1500 m/s (Intervallgeschwindigkeit 1600 m/s). Die Diskrepanz ergibt sich aus den methodisch unterschiedlichen Ansätzen; die ISO '89 Geschwindigkeitsdaten stellen lateral über größere Bereiche gemittelte Werte dar.

Es konnte noch nicht geprüft werden, ob in dem dreidimensionalen seismischen Datensatz im Bereich der Struktur Bayerhof Hinweise auf ein Diatrem oder die Wurzelzone eines Maars erkennbar sind.

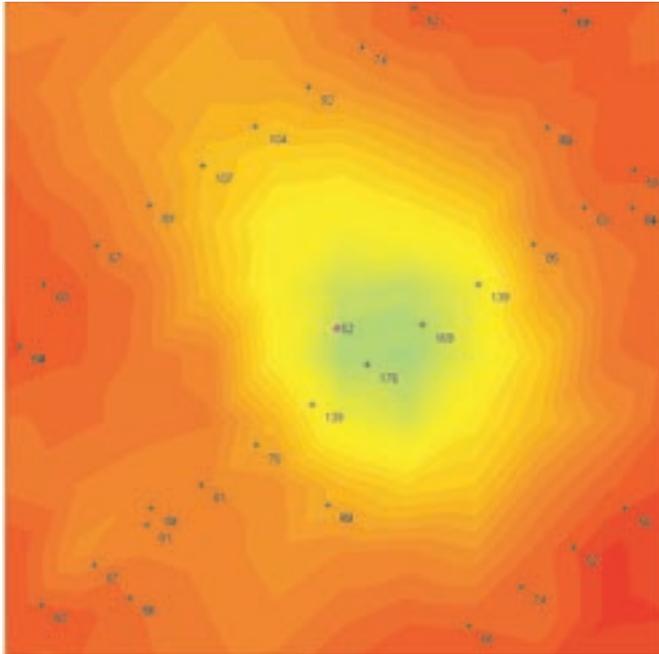


Abb. 4. Detailausschnitt (Kantenlänge = 1 km) der Mächtigkeit der Verwitterungsschicht aus Abb. 2 mit der Bohrung Bayerhof im Zentrum und Datenpunkte. Farbskala siehe Abb. 2.

Literatur

- DÜRBAUM, H.-J., REICHERT, C. & BRAM, K. [Hrsg.] (1990): Integrated Seismics Oberpfalz 1989. – KTB Report, **90/6b**, 211 S., Hannover (NLfB).
- DÜRBAUM, H.-J., REICHERT, C., SADOWIAK, P. & BRAM, K. [Hrsg.] (1992): Integrated Seismics Oberpfalz 1989. – KTB Report, **92/5**: 373 S.; Hannover (NLfB).
- LENGELING, R. (1991): Bewertung eines Inversionsverfahrens zur Berechnung statischer Korrekturen in der 3D-Seismik und seine Anwendung auf reflexionsseismische DEKORP-Messungen in der Oberpfalz 1989. – Diss., 178 Seiten; Karlsruhe.
- SCHWANITZ, H., MYLIUS, J., LENGELING, R. & ARNETZL, H. (1990): DEKORP Integrierte Seismik Oberpfalz 1989 (ISO '89). – Bericht über umfassende, sich ergänzende drei- und zweidimensionale seismische Messungen; Hannover (PRAKLA-SEISMOS AG).

Manuscript bei der Redaktion eingegangen am 5. 4. 2002.

Die Verwitterungsdecke und ihre Umlagerungsprodukte im Raum Mitterteich (NE-Bayern) aus lagerstättenkundlicher Sicht

Von THOMAS OTT

Mit 7 Abbildungen

Schlüsselworte: Verwitterungsdecke – Sedimente – Kaolin – NE-Bayern – Tertiär

Kurzfassung: Die Verwitterungsdecke mit ihren Umlagerungsprodukten bildet im Nordostbayerischen Randgebirge einen quantitativ bedeutenden geologischen Körper und ist von großem lagerstättenkundlichem Interesse. Insbesondere sind Sande, Kiese, Lehme, Tone und Kaoline zu nennen. Westlich von Tirschenreuth untersuchte Kaoline erwiesen sich jedoch als ungeeignet für die feinkeramische Industrie. Durch den vielschichtigen und engräumig wechselnden Aufbau der tertiären Ablagerungen in den Senken sind bauwürdige Vorkommen räumlich begrenzt.

Der Zusammenhang zwischen mächtigen Verwitterungsprofilen und alten Verebnungsflächen ist im Untersuchungsgebiet nur teilweise gegeben. Tiefgründige Verwitterungsdecken sind an die Reste tertiärer Verebnungsflächen gebunden, sind aber bei weitem nicht auf allen erhalten.

The weathering crust and its restore products in the area of Mitterteich (NE-Bavaria)

Keywords: Weathering crust – sediments – kaolin – NE-Bavaria – Tertiary

Abstract: In the Nordostbayerischen Randgebirge the weathering crust with its restore products is relating to aggregates, clay and kaolin deposits quantitatively an important geological stratum. However, west of Tirschenreuth examined kaolin deposits proved to be not useful for fine-ceramics industry. Caused by the close succession of variable granular tertiary depositions, useable deposits are rare.

In the investigation area deep weathering profiles correlates to ancient peneplains only to some extent. They are bound to ancient peneplains, but far not in all cases preserved.

Inhalt

1. Einleitung	160
2. Lage und Beschreibung des Untersuchungsgebietes	160
3. Die Verwitterungsdecke im Bezug zu den Verebnungsflächen	162
4. Die Nutzbarkeit des kaolinitischen Granitzersatzes westlich von Tirschenreuth	167
5. Die tertiären Sedimente der Mitterteicher Senke	169
6. Literatur	172

1. Einleitung

Eine der auffälligsten Erscheinungen im Fichtelgebirge, in der Münchberger Masse und im Oberpfälzer Wald ist die außerordentlich tiefgründige Verwitterung. Zeugen einer mesozoisch-tertiären Verwitterungskruste sind in Europa von der Bretagne (ESTOULE-CHOUX 1983) über das Rheinische Schiefergebirge (FELIX-HENNINGSEN 1990) und die Böhmisches Masse (STÖRR et al. 1978; WURM 1961) bis in die Ukraine (RUSKO 1978) verbreitet. Ermöglicht wurde die intensive tiefgründige Verwitterung durch warmfeuchtes Klima, besonders in Oberkreide und Alttertiär (vgl. SCHWARZBACH 1988), verbunden mit einer langandauernden Festlandsphase ohne größere tektonische Verbiegungen. Durch die starke Abtragung seit dem Pliozän sind heute meist nur noch Erosionsreste der mächtigen Verwitterungsdecke vorhanden, vielerorts sind aber noch Verwitterungsprofile von über 50 m erhalten. Angesichts dieser Mächtigkeiten bildet die Verwitterungsdecke einen quantitativ bedeutenden geologischen Körper und ist von großem lagerstättenkundlichen Interesse.

Im Nordostbayerischen Randgebirge ist ein aus mindestens zwei Gliedern bestehendes Verebnungssystem ausgebildet. In der geomorphologischen Literatur wird allgemein davon ausgegangen, dass in Mitteleuropa unter tropischem bis subtropischem Klima während der Oberkreide und des Tertiärs eine langandauernde Zeit der Rumpfflächenbildung herrschte, durch tektonische Hebungsphasen unterbrochen, entsprechend der Rumpfflächenbildung in rezent tropischen bis subtropischen Klimaten (vgl. WURM 1961; LOUIS 1984; SEMMEL 1984). Gerade in den Bereichen der alten Rumpfflächen sind besonders tiefgreifende Verwitterungserscheinungen zu erwarten.

Aufbauend auf den Ergebnissen von HARMENING (1995) wird mit vorliegender Untersuchung die Erkundung des Aufbaus und der Mächtigkeit der Verwitterungsdecke im Raum Mitterteich (NE-Bayern) aus lagerstättenkundlicher Sicht fortgeführt. Zudem wird die Höhenlage und Verbreitung morphologischer Flachformen herausgearbeitet und der Frage nachgegangen, in wie weit die Mächtigkeit der Verwitterungsdecke mit den verschiedenen Flachformen korreliert.

2. Lage und Beschreibung des Untersuchungsgebietes

Das Untersuchungsgebiet befindet sich im Übergangsbereich zwischen Fichtelgebirge und Oberpfälzer Wald und erstreckt sich ausgehend von der Bohrlokation der KTB bei Windischeschenbach nach Norden und Nordosten (Abb. 1).

Westlich von Marktredwitz wird von dem Untersuchungsgebiet mit dem östlichen Steilabfall des Kösseine-Granitmassivs noch ein Teil des Hohen Fichtelgebirges erfasst, welches hufeisenförmig die flachwellige, vorwiegend aus Graniten, Phylliten und Glimmerschiefern aufgebaute Wunsiedeler Hochfläche in +550–650 m NN umrahmt. An Wunsiedler Hochfläche und Hohes Fichtelgebirge schließt sich nach Südosten die gebietsweise mit tertiären Sedimenten bedeckte Senke von Neusorg-Marktredwitz-Schirnding an, die von +500–600 m NN im südwestlichen Bereich zum Egerer Becken auf unter +500 m NN absinkt.

Parallel zur Senke von Neusorg-Marktredwitz-Schirnding erstreckt sich der Steinwald-Höhenzug mit dem Granitdom des eigentlichen Steinwaldes und den basaltischen Massiven des Teichelberges und Pechofener Waldes. Die höchste Erhebung liegt mit +946 m NN im Südwesten (Platte). Der Höhenzug fällt als schräggestellte Pultscholle

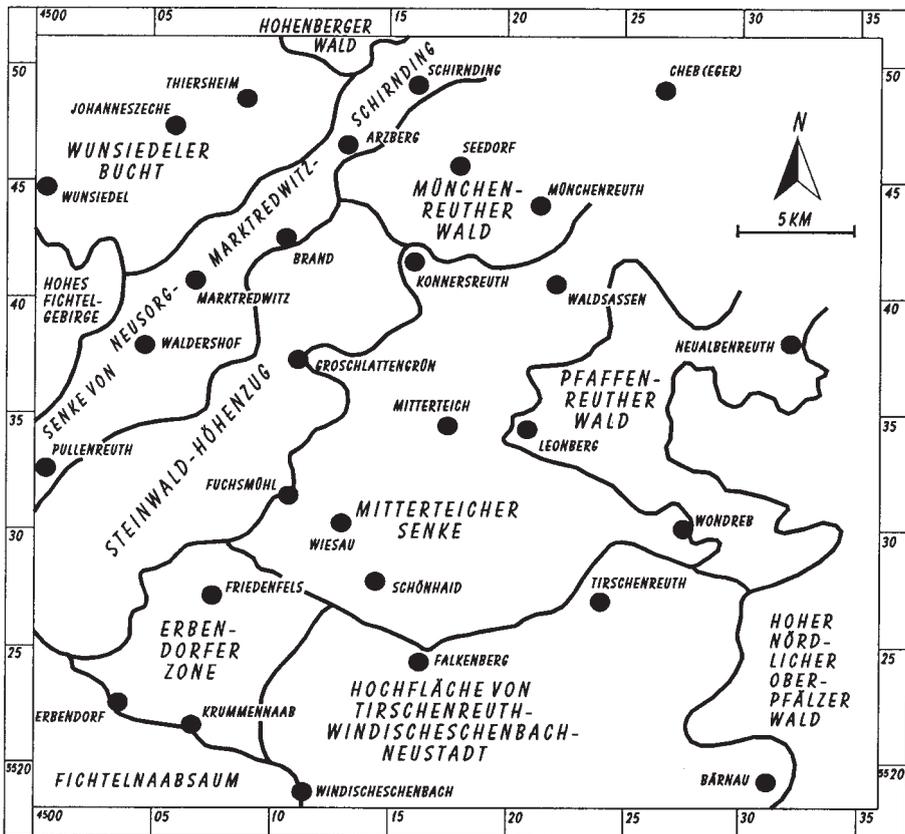


Abb. 1. Landschaftsgliederung im Raum Mitterteich (NE-Bayern).

nach Nordosten ab, wo ihm die Basaltkuppen als Härtlinge aufsitzen. Zwischen Arzberg und Waldsassen schließt sich der unruhig reliefierte Münchenreuther Wald in +500–600 m NN an. Die anstehenden Gneise, altpaläozoischen Phyllite und Glimmerschiefer werden im Südwesten von einzelnen Basaltschloten durchsetzt.

Nach Osten, Südosten und Süden bricht der Steinwald-Höhenzug gestaffelt zur Mitterteicher Senke und zur Erbendorfer Zone ab. Die mit tertiären Ablagerungen angefüllte Mitterteicher Senke in etwa +500 m NN bildet analog zur Senke von Neusorg-Marktredwitz-Schirnding einen südwestlichen Ausläufer des Egergrabensystems. Zwischen dem von der Wondreb und dem von der Tirschenreuther Waldnaab durchflossenen Becken liegt der sanfte Schwellenbereich des Großenseeser Waldes, der die europäische Hauptwasserscheide zwischen Elbe und Donau enthält.

Östlich der Senke von Mitterteich steigt das Gelände zu dem nach Westen sanft abgedachten Hochrelief des Pfaffenreuther Waldes in +550–600 m NN an, das als Basisfläche dem Steilanstieg zu den Höhen des Oberpfälzer Waldes vorgeschaltet ist. Es ist größtenteils in den altpaläozoischen Gesteinen des Waldsassener Schiefergebirges ausgebildet. In etwa +600 m NN beginnt meist der kräftige Anstieg zu den bis über +700 m NN aufragenden Gebirgrücken des Hohen Nördlichen Oberpfälzer Waldes.

Südlich der Mitterteicher Senke schließen sich die Erbdorfer Zone und die Hochfläche von Tirschenreuth-Windischeschenbach-Neustadt an. Die Erbdorfer Zone bildet eine flachwellige, von Tiefenlinien zerschnittene Hochfläche in etwa +500 m NN und ist vorwiegend aus Graniten und Metamorphiten aufgebaut. Die sanftwellige Hochfläche von Tirschenreuth-Windischeschenbach-Neustadt steigt von etwa +500 m NN im Norden und Westen nach Osten sanft auf +550–600 m NN an, wo sie zu den Gebirgsrücken des nördlichen Oberpfälzer Waldes überleitet.

Das relativ geradlinig verlaufende Fichtelnaabtal begrenzt markant den Steinwald-Höhenzug und die Erbdorfer Zone nach Südwesten. Jenseits des Tales steigt das Gelände im Fichtelnaabsaum bis zur Fränkischen Linie auf über +600 m NN an. Die tieferen Bereiche werden von Metamorphiten, die höheren von Oberkreidesedimenten aufgebaut. Das mesozoische Vorland ist hier gegenüber dem „Alten Gebirge“ relativ herausgehoben.

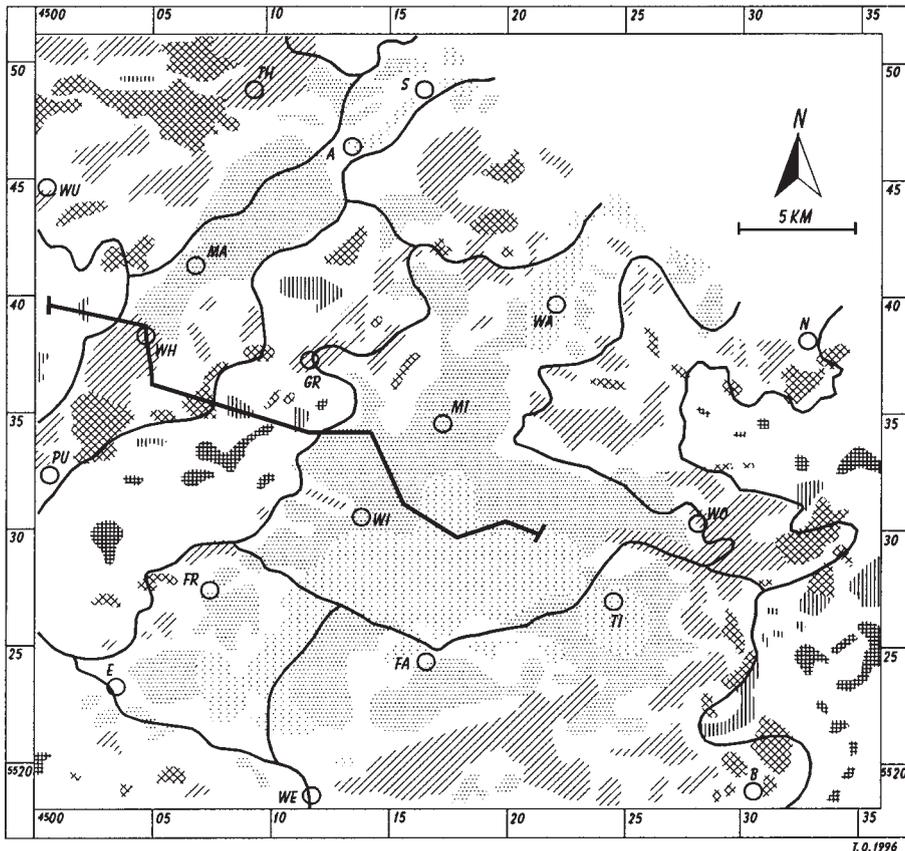
3. Die Verwitterungsdecke und ihr Bezug zu den Verebnungsflächen

Um Kenntnisse über Art und Mächtigkeit der Verwitterungsdecken zu erhalten, wurden etwa 200 Aufschlüsse und die Schichtenverzeichnisse von über 350 Bohrungen ausgewertet. Im Bereich der Mitterteicher Senke wurden an Proben aus Aufschlüssen und Bohrkernen Laboranalysen durchgeführt (vgl. OTT 1998). Mächtige Verwitterungsdecken sind vor allem in der Senke von Neusorg-Marktredwitz-Schirnding und in den zentralen Bereichen der Mitterteicher Senke erhalten. In den umliegenden Hochflächen können stellenweise ebenfalls noch sehr große Zersatztiefen festgestellt werden, an anderen Stellen ist die Verwitterungsdecke bereits größtenteils abgetragen, und nur schwach vergrustes bis festes Gestein steht an der Oberfläche an. Auch im südlichen Bereich der Mitterteicher Senke sind bereits große Teile der Verwitterungsdecke erodiert.

Neben den Graniten erwiesen sich auch die Phyllite und Glimmerschiefer gebietsweise als sehr tiefgründig zersetzt. Die größten Mächtigkeiten der Verwitterungsdecke wurden im Gebiet der Phyllite festgestellt. Während sich in den Granitgebieten eng-räumig wechselnde Verwitterungszustände und -tiefen ergaben, ist die Verwitterungsdecke in den Phyllitgebieten homogener ausgebildet. Charakteristisch für den Granitzersatz ist eine Zone der Vergrusung und Gesteinsauflockerung unter der Zone vollständiger Zersetzung. Im Gneis- und Phyllitzersatz fehlt die Vergrusungszone weitgehend. Der Granitzersatz ist meist sandig-grusig bis schluffig-sandig ausgebildet. Die Kornverteilung des Phyllitzersatzmaterials weist ein deutliches Maximum im Schluffbereich auf.

Im Bereich der Reste alter Verebnungsflächen waren besonders mächtige Verwitterungsdecken mit tiefgreifender Auflockerung der Gesteine zu erwarten. Zur Ausgliederung der morphologischen Flachformen (Hangneigung $< 3^\circ$) in den verschiedenen Höhenlagen wurden Daten des Digitalen Geländemodells des Bayerischen Landesvermessungsamtes in der 100 m-Rasterweite ausgewertet (vgl. KÖTHE & LEHMEIER 1993). Die Zuordnung der Flachformen zu bestimmten Reliefgenerationen und ihre altersmäßige Einstufung war nicht Gegenstand der Untersuchung und wurde nicht weiter verfolgt.

Reste tertiärer Verebnungsflächen konnten in sechs deutlich von einander abgesetzten Höhenstockwerken unterschieden werden. In Anlehnung an die in der Litera-



OBERSTES NIVEAU		WU WUNSIEDEL	MI MITTERTEICH
	1A (+700-750MNN)	TH THIERSHEIM	WI WIESAU
	1B (+640-680MNN)	A ARZBERG	WO WONDREB
OBERES NIVEAU		S SCHIRNDING	FR FRIEDENFELS
	11A (+590-630MNN)	MA MARKTREDWITZ	TI TIRSCHENREUTH
	11B (+540-580MNN)	WH WALDERSHOF	E ERBENDORF
UNTERES NIVEAU		PU PULLENREUTH	WE WINDISCHESCHENBACH
	111A (+500-530MNN)	GR GROESCHLATTENGRÜN	FA FALKENBERG
	111B (+470-500MNN)	WA WALDSASSEN	B BÄRNAU
		N NEUALBENREUTH	
			GRENZEN DER LANDSCHAFTSEINHEITEN
			PROFILSCHNITT

Abb. 2. Lage der Verebnungsniveaus im Untersuchungsgebiet.

tur vorgenommenen Gliederungen (IWAN 1932; BÜDEL 1957; WIRTHMANN 1961; WURM 1961; v. GAERTNER 1968; STÖTT et al. 1978; LOUIS 1984; DESIRE-MARCHAND & KLEIN 1987; BIRKENHAUER 1993; LÜTTIG 1998) wurden sie zu drei Verebnungsniveaus zusammengefasst (Abb. 2). Das Oberste Niveau mit Verebnungen in +700 bis 750 m NN (Ia) und +640–680 m NN (Ib) ist fast überall durch Hangversteilungen sehr deutlich von den Flächenresten in geringeren Höhen abgesetzt. Das Obere Niveau mit Verebnungen in +590–630 m NN (IIa) und +540–580 m NN (IIb) bildet die Basisfläche der Hochlagen. Zudem sind weite Bereiche der „Hochflächen“ in diesem Niveau

ausgebildet. Das Untere Niveau mit Verebnungen in +500–530 m NN (IIIa) und +470–500 m NN (IIIb) ist das Niveau der „Senken“.

Mächtige kretazisch-tertiäre Verwitterungsprofile sind im Untersuchungsraum vor allem in den tertiären Senkungsräumen beschrieben. Geringere, aber immer noch tiefgehende Verwitterungsprofile sollen auf miopliozän herausgehobenen Schollen vorkommen, wo sie an tertiäre Verebnungsflächenreste gebunden sind (STETTNER 1982). Die Untersuchungsergebnisse des Verfassers bestätigen diese Auffassung. Der direkte Zusammenhang zwischen mächtigen Verwitterungsbildungen und alten Verebnungsflächen ist im Untersuchungsgebiet allerdings nur teilweise gegeben. Er wird einerseits durch die tektonische Entwicklung (Schollenbewegungen) nach der Zeit der Flächenbildung und Intensivverwitterung (vgl. STETTNER 1992; BISCHOFF 1993 a, b) andererseits durch die Verwitterungsbeständigkeit der anstehenden Gesteine überlagert. Direkte Rückschlüsse aus dem Verwitterungszustand der anstehenden Gesteine auf das Anlagealter bestimmter Oberflächenformen erscheint daher fraglich. Große Bereiche einer flächenhaft erhaltenen, mächtigen Kaolinverwitterungsdecke finden sich in der Senke von Neusorg-Marktredwitz-Schirnding südlich von Marktredwitz im Bereich der IIIa- und IIB-Verebnungen, im südlichen Bereich der Mitterteicher Senke und der Erbdorfer Zone im Bereich der IIIb-Verebnung, in dem die tertiäre Auflage (fast) vollständig entfernt wurde, das mächtige Zersatzprofil aber noch zu einem großen Teil erhalten ist.

Die Mächtigkeit der Verwitterungsdecke im Bereich der Wunsiedeler Bucht ist über weite Strecken geringer, als nach der Verbreitung der alten Verebnungsbildungen zu vermuten wäre. Ein großer Teil des Verwitterungsprofils wurde bereits abgetragen. Eine Übereinstimmung der Mächtigkeit der Verwitterungsdecke mit der Verbreitung der Verebnungsniveaus ist nicht eindeutig. Während sich beispielsweise in der Umgebung der Johanneszeche die tiefgreifende Zersetzung des Gesteins mit der Verebnungsfläche in +590–620 m NN deckt, werden nordwestlich von Thiersheim und südwestlich der Johanneszeche im gleichen Niveau nur geringe Zersatztiefen erreicht. Bessere Übereinstimmungen ergaben sich im Bereich der Senke von Neusorg-Marktredwitz-Schirnding südlich von Marktredwitz und nördlich von Arzberg. Südlich von Marktredwitz werden im IIA- und im IIB-Niveau Verwitterungstiefen über 50 m erreicht (Abb. 3). Nördlich von Arzberg sind Verwitterungstiefen von über 100 m nachgewiesen.

Im Steinwald-Höhenzug sind mächtigere Verwitterungsbildungen im Bereich der Verebnungsreste des IA-Niveaus erhalten. Im Münchenreuther Wald deckt sich der Bereich tiefgründiger Verlehmung des Grundgebirges weitgehend mit der Ausdehnung der Fläche um Seedorf (IIB)

Den ausgedehnten Verebnungen der Mitterteicher Senke entspricht, unter der tertiären Auflage, eine flächenhaft tiefgründige Zersetzung der Gesteine (Abb. 3). Während im Bereich der höher gelegenen Verebnungsfläche in +500–530 m NN (IIIa) im nördlichen Bereich der Senke die tertiäre Auflage größere Mächtigkeit besitzt, ist sie im Bereich der tiefer gelegenen Fläche in +470–500 m NN (IIIb) im südlichen Bereich der Mitterteicher Senke größtenteils bereits erodiert. Auch die Zersatzdecke ist stellenweise sehr geringmächtig (Abb. 3). Die höhere Fläche bildet die alte Aufschüttungsebene (WURM 1961; LOUIS 1984). Sie ist als Glacis der umliegenden Höhenzüge entwickelt. In sie ist die Peneplain der tieferen Erosionsoberfläche als Pediment eingetieft (LÜTTIG 1998). Im südlichen Bereich der Mitterteicher Senke ist der Falkenberger Granit flächenhaft tiefgründig kaolinisiert. Im Bereich der Erbdorfer

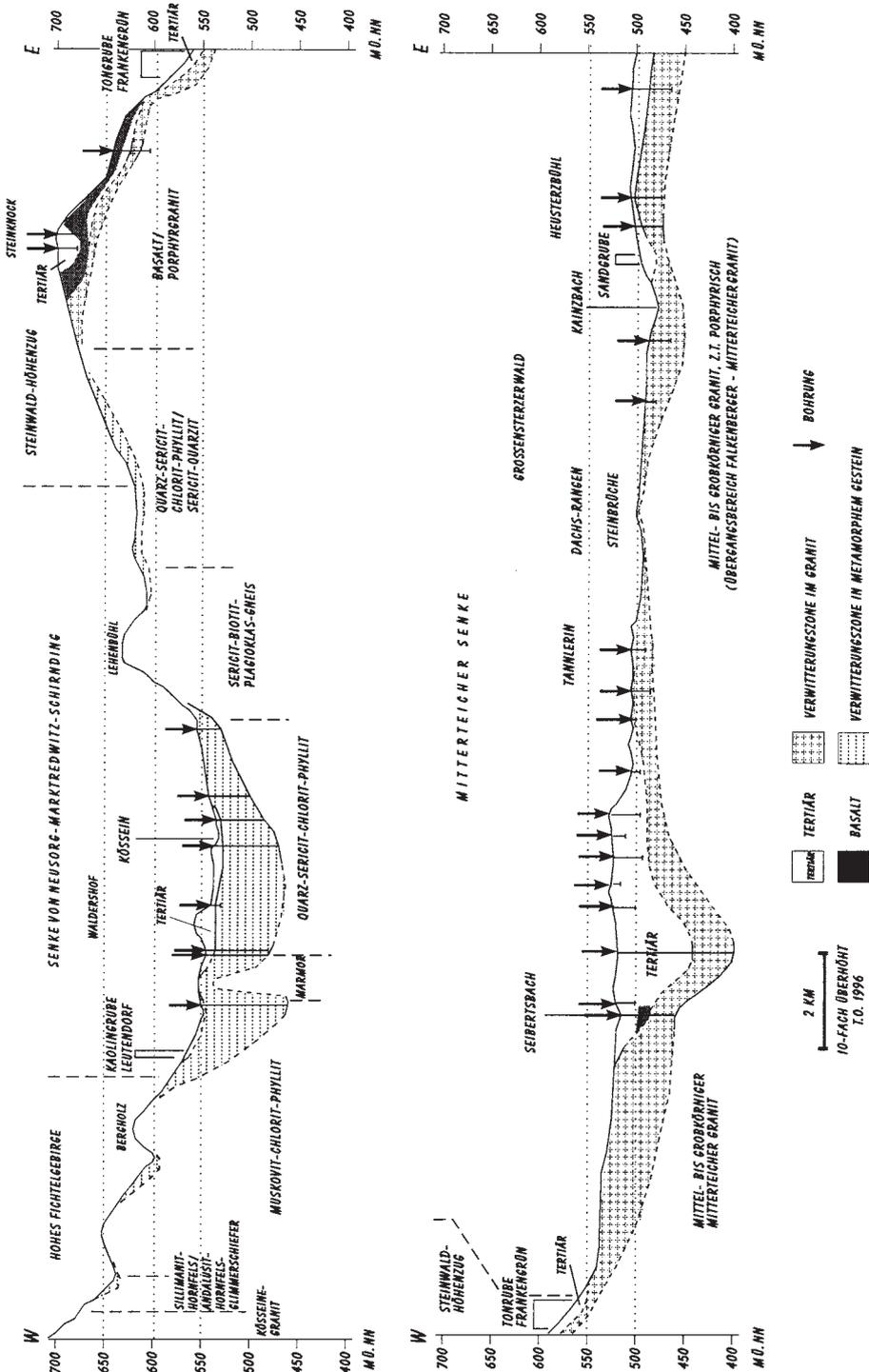


Abb. 3. W-E-Profileschnitt durch die Senke von Neusorg-Marktredwitz-Schirmding und die Mitterteicher Senke.

Zone variiert die Mächtigkeit der Verwitterungszone entsprechend dem unruhigen Relief der Hochfläche stark.

Im Bereich der Hochfläche von Tirschenreuth-Windischeschenbach-Neustadt ist die vermutlich ehemals mächtige Verwitterungsdecke in den meisten Bereichen bereits abgetragen und dem unruhigeren Relief an der Grenze zur Mitterteicher Senke entsprechen wechselnde, aber überwiegend eher geringe Zersatztiefen. Die südlich von Tirschenreuth in etwa +500 m NN erhaltenen Kaolinverwitterungsdecken zeigen einen geringeren Zersetzungs- und Kaolinisierungsgrad als die im südlichen Bereich der Mitterteicher Senke untersuchten Profile. Im Raum Lengenfeld, südwestlich von Tirschenreuth, ist tiefgreifende Zersetzung der anstehenden Granite im Bereich der Verebnungsfläche in +540–560 m NN (IIB) belegt. Im Pfaffenreuther Wald sind nur stellenweise im Bereich der größeren zusammenhängenden Verebnungsreste in +540–570 m NN (IIB) mächtigere Verwitterungsprofile erhalten.

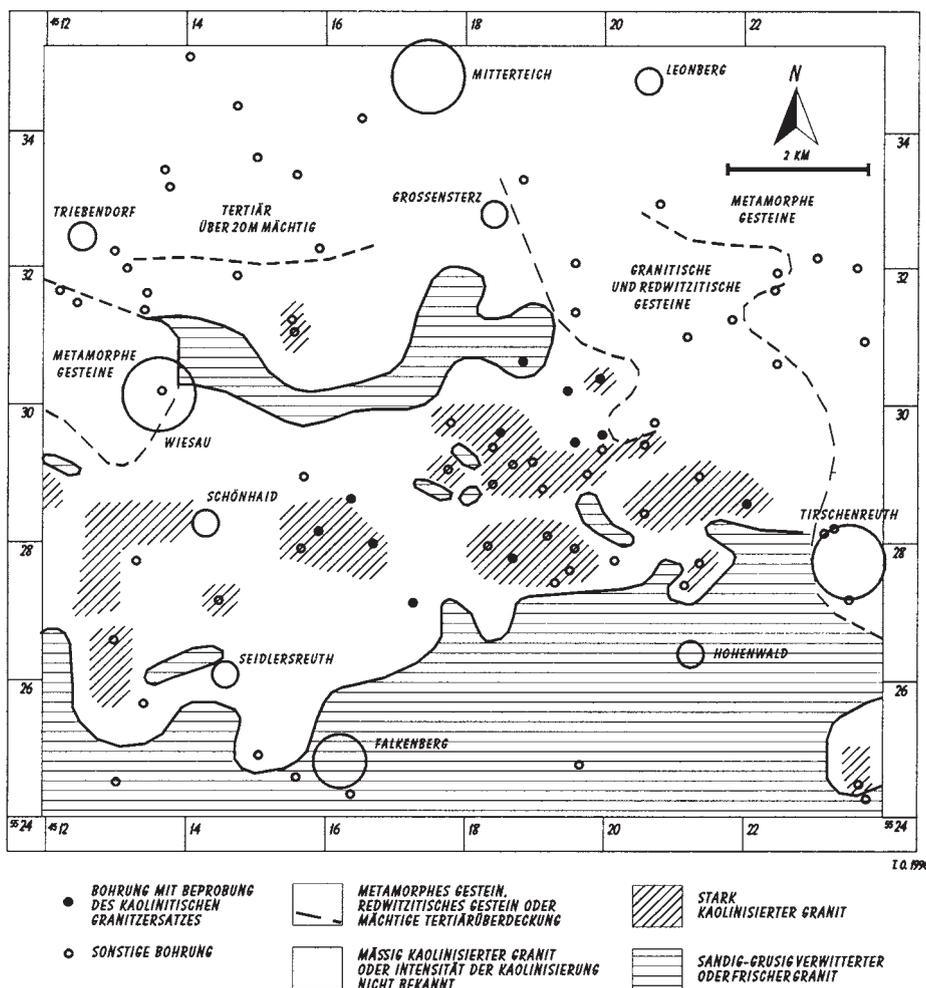


Abb. 4. Kaolinvorkommen im südlichen Bereich der Mitterteicher Senke.

4. Die Nutzbarkeit des kaolinitischen Granitzersatzes westlich von Tirschenreuth

Das im Gebiet zwischen Tirschenreuth, dem Großensterzer Wald und dem Schönhaider Wald untersuchte Zersatzmaterial (Abb. 4) erwies sich in weiten Bereichen als stärker zersetzt als das Material, welches in den Gruben Rappauf und Schmelitz abgebaut wird. Es weist deutlich höhere Anteile an abschlämmbaren Bestandteilen auf (bis 50 %, Abb. 5), höhere Aluminium- und geringere Alkali- und Erdalkaligehalte. Auch der Glühverlust ist in den oberen Lagen sehr hoch (5–9 %). Der Gehalt an Fe_2O_3 nimmt zum Hangenden ab, die Alkali- und Erdalkalielemente sind bereits in den unteren Bereichen weitgehend aus dem Profil entfernt. Demgegenüber steigt der Al_2O_3 -Gehalt zu den oberen Profiltteilen deutlich an. An einigen Stellen ist neben Plagioklas auch Kalifeldspat vollständig aus den oberen Profiltteilen verschwunden, allerdings wurde in den meisten Bohrungen zumindest in den unteren Bereichen noch unzeretzter Biotit in Spuren in der Grobfraktion gefunden.

Um die Eignung des Zersatzmaterials für die keramische und die Papierindustrie festzustellen, wurden von sehr hellem, stark kaolinitisch zersetztem Probenmaterial aus fünf Bohrungen die Korngrößen $< 45 \mu\text{m}$ abgetrennt. Am Rohpulver wurde eine Weißegradbestimmung im Vergleich zu Bariumsulfat durchgeführt und aus dem Glühverlust bei 1000°C wurde der Gehalt an Tonsubstanz berechnet. Zudem wurde aus dem Probenmaterial jeweils eine Brennprobe bei 1420°C im Naturzustand und eine weitere als simulierte Porzellanmasse (50 % Probenmaterial, 50 % „Tirschenreuther Pegmatit“) hergestellt. Die untersuchten Rohstoffe eignen sich aufgrund des zu geringen Weißgrades (62–76 %) nicht zur Verwendung als Füllstoff oder Streichkaolin in der Papierindustrie. Die Rohstoffe der Grube Schmelitz im Vergleich dazu erreichen einen Weißegrad von etwa 80 %. Durch den zu geringen Weiße-

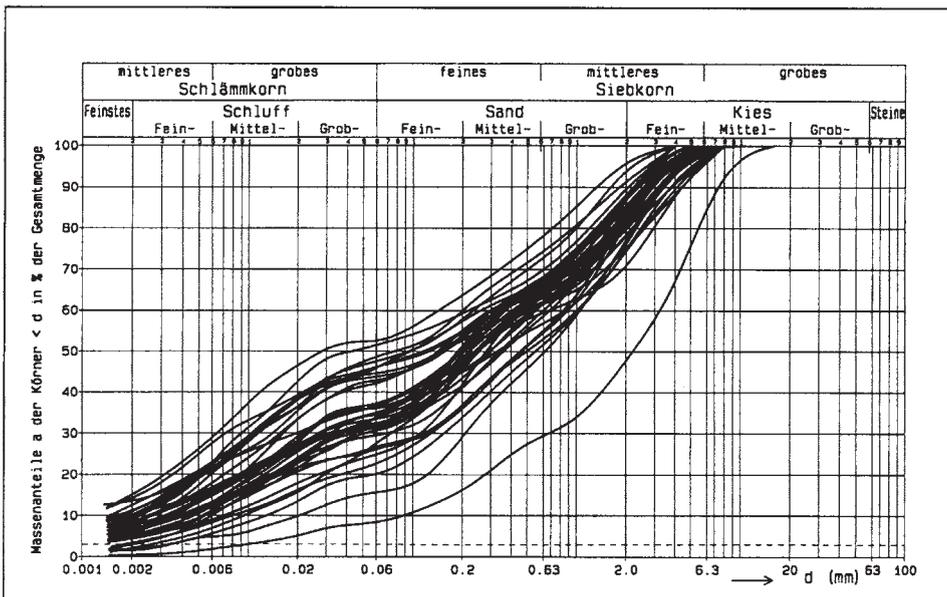


Abb. 5. Korngrößenverteilungen der Proben des Zersatzes in mittel- bis grobkörnigem Granit.

grad ist auch die Verwendung als Aufhellungsmittel für Straßenbaustoffe ausgeschlossen. Hierfür ist Material ab einem Weißgrad von etwa 85 % an wirtschaftlich interessant.

Auch zur Verwendung als Porzellanrohstoff eignen sich die untersuchten Rohstoffe eher schlecht, da sie nicht weiß genug brennen (gelbe bis hellgelbe Brennfarbe roh, hellgraue bis grauweiße Brennfarbe keramisch). Der Tonsubstanzgehalt liegt hierzu mit etwa 90% an der unteren Grenze. Das Auftreten feinverteilter Punkte (vermutlich eine Eisenverbindung) bei einigen Brennproben schließt die Verwendung als Porzellanrohstoff grundsätzlich aus. Die graue Brennfarbe wird mit großer Wahrscheinlichkeit überwiegend durch den zu hohen Titangehalt (0,4–0,7%, Material der Grube Schmelitz im Vergleich 0,2%) verursacht. Bei mehreren der untersuchten Verwitterungsprofile treten auch rotbraune bis graue und grüngraue Brauneisenstein-Konkretionen bis in die Fraktion >2 mm auf, die das Material unbrauchbar machen.

Bei fast allen untersuchten Proben ist der Einsatz in der feinkeramischen Industrie aufgrund der zu hohen Titan- und meist zu hohen Eisengehalte fraglich. Bessere Ergebnisse bei Brennproben können nicht erwartet werden. Auch der Glimmeranteil, der eine zu geringe Trockenbiegefestigkeit bedingt, ist in den meisten untersuchten Profilen im Feinkornbereich zu hoch. Schon ein Glimmeranteil von 2% wirkt stark störend. In den Grobfractionen kann der Glimmer abgesiebt werden. Der zu hohe Glimmergehalt verhindert auch die Verwendung als Papierkaolin, da er, ebenso wie zu hohe Quarz- und Feldspatgehalte, die Abrasion verstärkt. In der Schmelitzgrube ist im ausgeschlammten Kaolin <45 µm weniger als 1% Glimmerrückstand vorhanden.

Möglicherweise ist eine begrenzte Verbesserung der technischen Eigenschaften mit Hilfe spezieller Aufbereitungsverfahren möglich. Eine entsprechende Verknappung der Rohstoffe könnte das Material vielleicht in Zukunft wirtschaftlich interessant machen.

Verwendbar wäre das Material in der grobkeramischen Industrie zur Herstellung von Fliesen und als Steingut- und Töpferon. Hier ist die Plastizität das einschränkende Kriterium. In der Regel werden allerdings Tone verwendet, da sie wesentlich plastischer als Kaoline sind. Eine hohe Plastizität vereinfacht die Formgebung. Die erforderlichen niedrigen Eisen- und Alkalien- und hohen Kaolinit- und Aluminiumoxidgehalte (>20% Al₂O₃) werden erreicht.

Zersatzmaterial mit hohen Gehalten (>20%) an hellem Glimmer (Muskovit), vor allem in den größeren Fraktionen, kann eventuell zur Glimmergewinnung herangezogen werden. Der Glimmer wird beispielsweise zur Effekterzeugung (Glanz) in der Tapetenindustrie und für Außen- und Innenverputz verwendet. In mehreren Proben wurden hohe Glimmeranteile (10% in der Fraktion 0,5–1 mm) festgestellt.

Eine mögliche Quarzabtrennung ist zur Zeit wirtschaftlich uninteressant, da das bereits vorhandene Angebot an Quarzrohstoffen groß genug ist.

Bei der Verwendung des Zersatzmaterials zur Feldspatgewinnung müssen Feldspatgehalte von mindestens 50% vorhanden sein. Denkbar wäre eine Gewinnung von Quarz-Feldspatsand zur Verwendung in der Porzellanindustrie, wie sie in den Gruben Schmelitz und Rappauf betrieben wird. In der Grube Schmelitz enthält das verwendete Zersatzmaterial etwa 50% Quarz-Feldspat-Gemenge, davon etwa 25% Feldspat. Besonders orthoklasreicher Feldspat wird von der keramischen Industrie nachgefragt. Auch hier ist ein hoher Glimmergehalt schädlich. Bei einigen der untersuchten Proben wurden in den Grobfractionen Feldspatanteile über 40% festgestellt.

Möglicherweise eignet sich das untersuchte Material zur Tonerdeerzeugung. Die Gehalte an Kieselsäure sind mit über 60% relativ hoch, der Aluminiumoxidgehalt hingegen ist mit meist unter 25% gering. Wichtige Voraussetzung für die Tonerdegewinnung ist das Vorherrschen des Tonminerals Kaolinit, welches sich gut mit Säuren behandeln lässt (GYADU 1987). In den Fraktionen <0,02 mm steigt der Al_2O_3 -Gehalt in den stark kaolinisierten Bereichen auf über 40% an. Nach Abtrennung der größeren Fraktionen befindet sich der Aluminiumgehalt zumindest im unteren Bereich der Wirtschaftlichkeit. Der Anteil an Erdalkalien und Alkalien ist niedrig genug. Auch die Eisen- und Titangehalte dürften sich nicht wertmindernd bemerkbar machen. GYADU (1987) hält neben den Tonvorkommen des Oberpfälzer Raumes auch die Kaolinvorkommen als potentielle Aluminiumrohstoffe für die Herstellung nicht-bauxitischer Alumina für gut geeignet. Die Gewinnung von Aluminiumoxid aus Bauxiten ist weniger energie- und kapitalaufwendig als der Einsatz von Aluminiumsilikaten. GYADU (1987) nahm aufgrund eigener Berechnungen allerdings an, dass bei steigenden Rohstoffkosten für Bauxit und einer Aluminiumproduktion in unmittelbarer Nähe zu den Tonvorkommen eine wirtschaftliche und gegenüber der Verwendung von Bauxiten konkurrenzfähige Aluminiumgewinnung aus Aluminiumsilikaten möglich sei.

5. Die tertiären Sedimente der Mitterteicher Senke

In der Mitterteicher Senke sind die anstehenden Festgesteine großflächig zusammenhängend von tertiären Ablagerungen bedeckt. In weiten Bereichen bleibt die Deckschicht allerdings mit unter 10 m Mächtigkeit relativ dünn. Die Tertiärbasis liegt in etwa +490–510 m NN. Im Bereich von Senken und Rinnensystemen in der Tertiärbasis, in denen sie auf unter +470 m NN absinkt, nimmt die Mächtigkeit der tertiären Auflage entsprechend zu. Westlich von Wondreb wurden über 40 m, südwestlich von Mitterteich über 80 m tertiäre Sedimentauflage belegt (Abb. 3, 6, 7).

Der Bildung der oligozänen bis pliozänen Tertiärablagerungen ging die kretazisch-paläogene intensive Verwitterung der Granite, Gneise, Phyllite und Schiefer des Grundgebirges voraus. Feinkörnige, überwiegend kaolinitische Zersatzmassen wurden abgetragen und in die Senken umgelagert. Sie liegen wechsellagernd mit Sanden und Kiesen. Kleineräumige Tektonik führte zur Abtragung und Umlagerung der Sedimente. Der vielschichtige und engräumig wechselnde Aufbau der Ablagerungen spiegelt die Variabilität der Ablagerungsbedingungen wieder, das Sedimentationsmilieu war durch stark wechselnde Bedingungen gekennzeichnet. Bauwürdige Vorkommen von Tonen, Sanden und Kiesen sind daher nur räumlich begrenzt und in eher geringen Mächtigkeiten zu erwarten.

Verglichen mit den großflächigen Tonvorkommen der mittleren und südlichen Oberpfalz spielen jene des Untersuchungsgebietes eine weit geringere Rolle. Wirtschaftlich verwendbare Schichten mit Tonanteilen über 60% und ausreichender Mächtigkeit sind selten und werden im Liegenden meist durch den zu hohen Sandgehalt begrenzt (vgl. WEINIG et al. 1984; DOBNER 1987). Die hellgrauen, blaugrauen bis rotvioletten Tone finden sich häufig an Stellen, an denen überlagernde Basaltdecken oder in der Verwitterungsdecke aufragende Schwellen die Sedimente vor Abtragung schützten. Die Tone der nördlichen Oberpfalz sind gröber und weisen höhere Glimmer- und Quarz-, sowie niedrigere Kaolingehalte (20–60%) auf als die der südlichen Oberpfalz. Sie zeigen in ihrer stofflichen Beschaffenheit eine größere Variabilität (vgl.

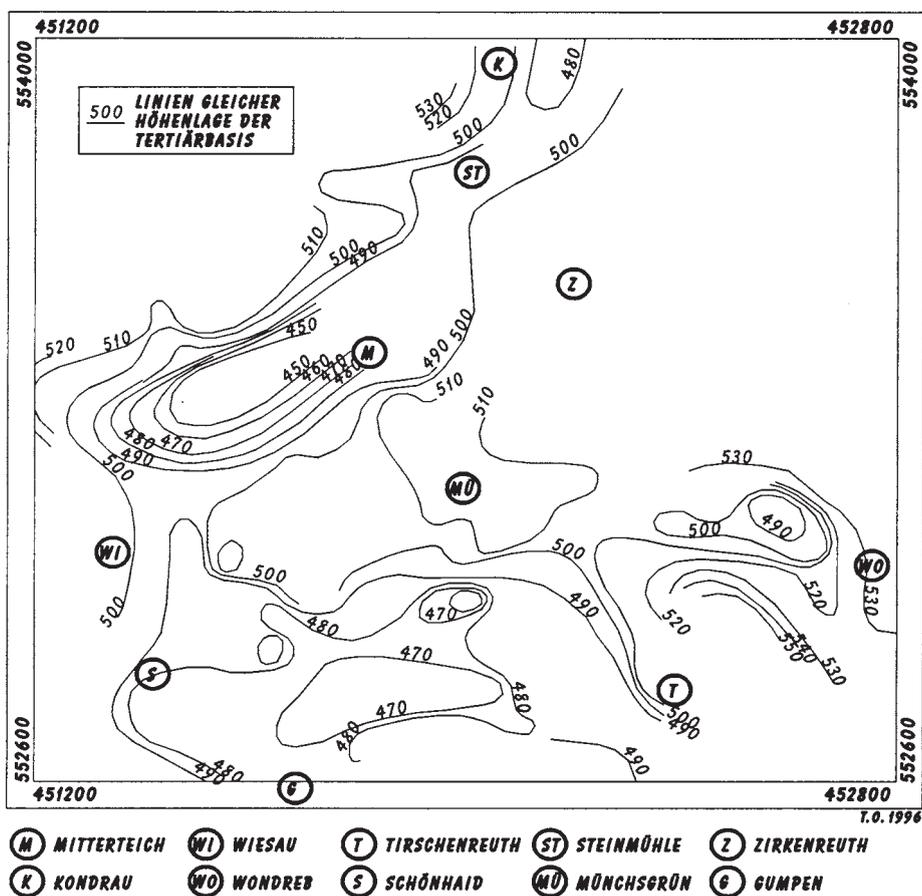


Abb. 6. Höhenlage der Tertiärbasis in der Mitterteicher Senke.

KROMER 1978). Hauptmineralbestandteile sind Quarz, Glimmerminerale und Kaolinit, als Nebenbestandteile treten Illit-Montmorillonit-Wechselagerungen und Montmorillonit auf. Die Tone werden als Spezialtone in der Grob- und Feinkeramik eingesetzt. Zuweilen werden auch tonige Lehme und sandige Tone abgebaut, die in der Ziegelindustrie eingesetzt werden. Das Bayerische Geologische Landesamt untersuchte Tertiärtone aus dem südlichen Bereich der Mitterteicher Senke. Einige erwiesen sich als für höherwertige Ziegeleierzeugnisse verwendbar, jedoch sinterte keine der Proben bereits bei 1000 °C dicht (ECKBAUER 1996).

Die im Untersuchungsgebiet auftretenden Sand- und Kiesvorkommen sind, verglichen mit den Vorkommen im Voralpengebiet, unbedeutend, aber wegen der Transportempfindlichkeit für die ortsnahen Verbraucher interessant. Die in den Senken auftretenden gelblichbraunen bis rötlich gefärbten Sande und Kiese weisen ebenfalls meist nur geringe Mächtigkeiten von einigen Metern auf. Überwiegend handelt es sich um Restschotter aus mit Eisen- und Manganausfällungen verkitteten Quarzkiesen (vgl. WEINIG et al. 1984). An vielen Stellen im Untersuchungsgebiet wurde und wer-

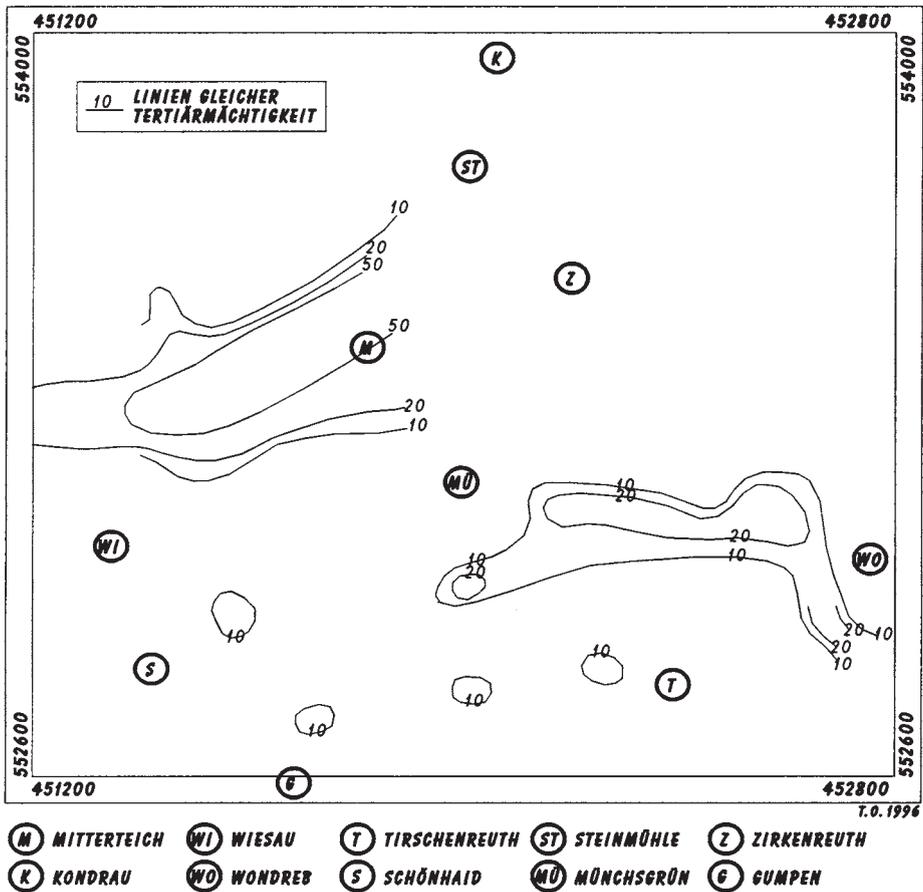


Abb. 7. Mächtigkeit der tertiären Auflage in der Mitterteicher Senke.

den grobkörnige Tertiärablagerungen abgebaut und meist als Bausand und Wegekies verwendet.

Danksagung: Für ihre Diskussionsbereitschaft und ihr Interesse am Fortgang dieser Arbeit danke ich den Mitarbeitern des Bayerischen Geologischen Landesamtes, insbesondere Herrn Dr. H. WEINIG, Herrn Dr. S. WAGNER, Herrn Dr. A. DOBNER und Herrn Dr. J. ROHRMÜLLER.

Dem Werk Schmelitz, insbesondere Herrn DORSCH, sei für die Herstellung der Brennproben gedankt.

Die Untersuchung wurde vom Bayerischen Geologischen Landesamt, München, mit Mitteln des Bayerischen Staatsministeriums für Wirtschaft und Verkehr gefördert.

6. Literatur

- BIRKENHAUER, J. (1993): Revision der Rumpfflächen nach BÜDEL und LOUIS in der Oberpfalz. – Tagungsber. dt. Arbeitskr. Geomorph., 19. Tagung in Regensburg vom 27. 09. bis 03. 10. 1993. – 12 S., Regensburg. – [unveröff.]
- BISCHOFF, R. (1993 a): Morphotektonische Entwicklung des Steinwaldgebietes (NE-Bayern) – Ergebnisse von Apatit Spaltspuranalysen. – *Geologica Bavarica*, **98**: 97–117, München.
- BISCHOFF, R. (1993 b): Jüngere Tektonik und Reliefentwicklung im Umfeld der KTB. Geomorphologie und Spaltspuranalyse. – Diss. Univ. Heidelberg, 237 S., Heidelberg.
- BRAND, H. (1954): Lagerstättenkunde einiger Braunkohlebecken des Fichtelgebirges. – Erl. geol. Abh., **9**: 1–44, Erlangen.
- BÜDEL, J. (1957): Grundzüge der klimamorphologischen Entwicklung Frankens. – Würzb. Geogr. Arb., **4/5**: 5–46, Würzburg.
- DESIRE-MARCHAND, J. & KLEIN, C. (1987): Fichtelgebirge, Böhmerwald, Bayerischer Wald – Contribution a l'étude du probleme des Piedmonttreppen. – *Z. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd.*, **65**: 101–138, Berlin.
- DILL, H., SCHRÖDER, B. & STETTNER, G. (1990): Geologische Karte des KTB-Umfeldes Oberpfalz, 1:10 000. – Hannover (NLFb).
- DOBNER, A. (1987): Spezialton. – *Geologica Bavarica*, **91**: 121–134, München.
- ECKBAUER, M. (1996): Bericht zur keramotechnischen Untersuchung der Ton-/Lehm-Proben aus dem Raum Wondreb im Rahmen der Erkundung von Ziegeleirohstoffen im Vorfeld der Wirtschaft. – 98 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt). – [unveröff.]
- ESTOULE-CHOUX, J. (1983): Kaolinitic weathering profiles in Britany: Genesis and economic importance. – In: WILSON, R. C. L. [Hrsg.] : *Residual Deposits: Surface Related Weathering Processes and Materials*. – S. 33–38, Oxford (Blackwell).
- FELIX-HENNINGSEN, P. (1990): Die mesozoisch-tertiäre Verwitterungsdecke (MTV) im Rheinischen Schiefergebirge – Aufbau, Genese und quartäre Überdeckung. – Relief, Boden, Paläoklima, **6**: 1–192, Berlin.
- GAERTNER, H. R. VON (1968): Zur stratigraphischen und morphologischen Altersbestimmung von Altflächen. – *Geol. Rdsch.*, **58**: 1–9, Stuttgart.
- GYADU, S. K. (1987): Lagerstättenkundlich-wirtschaftsgeologische Bearbeitung ausgewählter nichtbauxitischer Alumina-Horizonte Nordostbayerns. – Diss. Univ. Erlangen-Nürnberg, 142 S., Erlangen.
- HARMENING, H. (1995): Ein methodischer Beitrag zur Bilanzierung der Verwitterungsdecke im Umfeld der Kontinentalen Tiefbohrung (Oberpfalz). – Diss. Univ. Erlangen-Nürnberg, 264 S., Erlangen.
- IWAN, I. (1932): Beiträge zur Morphologie des Oberpfälzer Waldes. – Diss. Univ. Berlin, 67 S., Berlin.
- KÖTHE, R. & LEHMEIER, F. (1993): SARA – Ein System zur automatischen Reliefanalyse. – *Z. angew. Geogr.* **4**: 11–21, Bochum.
- KROMER, H. (1978): Tertiär-Tone in NE-Bayern. 1. Petrographie – Mineralogie – Geochemie. – *Fortschr. Mineral.* **56**: 1–104, Stuttgart.
- LOUIS, H. (1984): Zur Reliefentwicklung in der Oberpfalz. – Relief, Böden, Paläoklima, **3**: 1–66, Berlin, Stuttgart.
- LÜTTIG, G. (1998): Zum Alter der jungen Vulkanite in NE-Bayern (und Umgebung). – *Geol. Bl. NO-Bayern*, **48**: 21–50, Erlangen.

- OTT, T. (1998): Untersuchung der Verwitterungsdecke im Umfeld der Kontinentalen Tiefbohrung (Oberpfalz) aus lagerstättenkundlicher Sicht. – Diss. Univ. Erlangen-Nürnberg, 216 S., Erlangen.
- RUSKO, J. A. (1978): Über Alter und Genese der Kaoline der Ukrainischen SSR. – Schriftenr. geol. Wiss., **11**: 243–254, Berlin.
- SCHWARZBACH, M. (1988): Das Klima der Vorzeit. – 380 S., Stuttgart (Enke).
- SEMMEI, A. (1984): Geomorphologie der Bundesrepublik Deutschland. – (Geogr. Zeitschr. Beih., Erdkundl. Wissen, **30**). – 192 S., Stuttgart (Steiner).
- STETTNER, G. (1982): Grundgebirge Ostbayerns. -- In: WITTMANN, O. (1982): Paläoböden in Nordbayern und im Tertiärhügelland. – Geol. Jb. F **14**: 56–57, Hannover.
- STETTNER, G. (1992): Geologie im Umfeld der Kontinentalen Tiefbohrung Oberpfalz. Einführung und Exkursionen. – 240 S., München (Bayer. Geolog. L.-Amt).
- STÖRR, M., KUZWART, M. & NEUZIL, J. (1978): Age and Genesis of the Weathering Crust of the Bohemian Massiv. – Schriftenr. geol. Wiss., **11**: 265–282, Berlin.
- WAHNIG, R. (1985): Zur Kenntnis der Braunkohlelagerstätten auf Blatt Waldershof (GK 25 Nr. 6038) in der Oberpfalz. – Geol. Bl. NO-Bayern, **34/35**: 637–654, Erlangen.
- WEINIG, H., DOBNER, A., LAGALLY, U., STEPHAN, W., STREIT, R. & WEINELT, W. (1984): Oberflächennahe mineralische Rohstoffe von Bayern. – Geologica Bavarica, **86**: 536 S., München.
- WIRTHMANN, A. (1961): Zur Geomorphologie der nördlichen Oberpfälzer Senke. – Würzb. Geogr. Arb., **9**: 41 S., Würzburg.
- WURM, A. (1961): Geologie von Bayern. 1. Teil: Frankenwald, Münchberger Gneismasse, Fichtelgebirge, Nördlicher Oberpfälzer Wald. – 555 S., Berlin (Bornträger).

Manuskript bei der Redaktion eingegangen am 24. 4. 2002.

Wasserführung sowie physikalische und chemische Eigenschaften des kristallinen Verwitterungsaquifers in der Oberpfalz (KTB)

Von BARBARA SCHÄFERS

Mit 6 Abbildungen und 6 Tabellen

Schlüsselworte: Grundwasserbedingungen – Kristallin-Verwitterungszone – Waldnaab-Einzugsgebiet – Oberpfalz

Kurzfassung: Eine ausführliche und umfangreiche Untersuchung der Grundwasserhältnisse wurde für das kristalline Einzugsgebiet der Waldnaab in der Oberpfalz durchgeführt. Dank der tertiären Verwitterung konnte sich eine tiefgründige, grusig-sandige bis tonige Zersatzdecke bilden. Diese Verwitterungszone hat Eigenschaften eines porösen Lockergesteinsaquifers mit guten Wasserwegsamkeiten und Speichervermögen.

Die Besonderheiten und Eigenschaften der Grundwasserlandschaft und der Wasserführung des Verwitterungsaquifers konnten aufgrund der Auswertung von eigens durchgeführten Quellschüttungsmessungen, Daten von Grundwassermessstellen sowie Schüttungsdaten aufgelassener Wasserversorgungsanlagen analysiert werden. Die Permeabilität des Gesteinskörpers wurde anhand von kf-Wert Bestimmungen klassifiziert. Insgesamt betrachtet, lässt sich die Zersatzzone als ein sehr einheitlicher Grundwasserspeicher mit gleichen hydraulischen Eigenschaften beschreiben.

Anhand von sieben, über das Jahr verteilte Vollanalysen von 21 Quellen, wurden die chemischen und physikalischen Eigenschaften der Grundwässer untersucht. Zusätzlich lagen rein physikalische Untersuchungen (Schüttung, Leitfähigkeit, Temperatur und pH-Wert) dieser Quellen vor sowie weitere physikalische und chemische Daten diverser Quellen von aufgelassenen Wasserversorgungsanlagen. Trotz teilweise unterschiedlicher Ausprägung kann von einem ziemlich einheitlichen Chemismus und physikalischen Charakteristika der Quellwässer gesprochen werden. Der Schutz der Quellen aufgrund von Deckschichten wird diskutiert.

Tritium-Bestimmungen ergaben Anhaltspunkte über die Verweilzeiten der Grundwässer. Fast alle Quellen enthalten überwiegend Anteile von Grundwässern, die nach 1963 gebildet wurden. Zusätzlich durchgeführte $\delta^{18}\text{O}$ -Untersuchungen erbrachten insgesamt betrachtet sehr ähnliche Werte. Sie ermöglichen Rückschlüsse auf die jahreszeitliche Grundwasserbildung, die überwiegend im Herbst und Winter stattfindet.

Als durchschnittliches Grundwasservolumen für das gesamte Einzugsgebiet der Waldnaab wurden 877.500 m^3 ermittelt. Im Osten sowie im Nordwesten des Untersuchungsbereiches wird aufgrund der hohen Quelldichte auf eine tiefreichende Verwitterungszone und damit verbundenen größeren Grundwasserreserven geschlossen. Eine Nutzung dieser als Kleinwasserversorgung erscheint durchaus möglich. Dafür werden Untersuchungen in kleinräumigen Gebieten empfohlen.

Groundwater conditions as well as physical and chemical characteristics of the crystalline weathering aquifer in the Upper Palatinate (KTB)

Keywords: Groundwater conditions – crystalline weathering zone – Waldnaab recharge area – Upper Palatinate

Abstract: For the crystalline recharge area of the Waldnaab (Upper Palatinate) a detailed and extensive investigation of the groundwater conditions was carried out. Due to tertiary weathering processes, a deep-reaching, grusy-sandy to clayish weathered zone could develop. This zone can be seen as a porous aquifer with good water permeability and good water storage capacity. The chemical and physical characteristics of the ground water was investigated by seven chemical full analyses of 21 springs, distributed over one year. Additionally physical data such as discharge, conductivity, temperature and pH-value of these 21 springs were measured. From different springs of former water supply units physical and chemical data were also available. Even there is partially a difference in the characteristics, the spring water shows relatively uniform chemical and physical properties. Tritium analysis determine the age and the dwell-time of ground water. Almost all springs contain prevailing parts of groundwater, recharged after 1963. In addition $\delta^{18}\text{O}$ analyses were carried out. They showed that the main recharge takes place in autumn and winter. For the entire recharge area a ground water volume of 877.500 m³ was ascertained. Due to the higher spring density in the eastern and north-western parts of the research area, a deeper weathered zone and therefore larger ground water resources in these areas can be presumed. A peripheral and minor water supply appears possible at these locations. Further investigations in small scale areas are suggested.

Inhalt

1. Einleitung	177
2. Lage des Untersuchungsgebiets	177
3. Grundwasserführung der Verwitterungszone	178
4. Grundwasseroberfläche im Untersuchungsgebiet	178
5. Permeabilität des Gesteinskörpers	180
6. Deckschichten	182
7. Untersuchungen von Quellen im Arbeitsgebiet	182
7.1. Physikalische Eigenschaften	186
7.1.1. Quelltemperatur	186
7.1.2. Quellschüttung	187
7.1.3. Spezifisch elektrische Leitfähigkeit der Quellen.	188
7.2. Chemische Eigenschaften	188
7.2.1. pH-Werte der Quellen	189
7.2.2. Wasserchemie	189
7.3. Radiometrische Altersbestimmungen	198
8. Grundwasserneubildung	199
9. Grundwasservolumen	200
10. Literatur	201

1. Einleitung

Die hydrogeologischen Eigenschaften von kristallinen Zersatzdecken in der Oberpfalz wurden im Rahmen des „Kontinentalen Tiefbohrungsprogrammes der Bundesrepublik Deutschland“ untersucht. Dazu wurden umfangreiche hydrologische und hydrogeologische Untersuchungen dieses Verwitterungsaquifers durchgeführt. Aufgrund der engen Beziehungen zwischen Grund- und Oberflächenwasser war es notwendig, den gesamten Wasserhaushalt quantitativ und qualitativ zu untersuchen und zu erfassen. Die Grundwasserführung, Permeabilität und Speicherkapazität des Aquifers wurden analysiert sowie die chemischen und physikalischen Eigenschaften von zahlreichen Quellen und Wasserversorgungsanlagen (WV) dargestellt. Für die wichtigsten hydrogeologischen Messgrößen wie Niederschlag, Abfluss und Verdunstung für das Arbeitsgebiet wird auf BREUER (1997) verwiesen.

2. Lage des Untersuchungsgebiets

Das ca. 975 km² große Arbeitsgebiet liegt etwa 30 km östlich von Bayreuth und schließt den südlichsten Teil des Fichtelgebirges und den nördlichen Bereich des Oberpfälzer Waldes ein. Das Untersuchungsgebiet ist identisch mit dem oberirdischen Einzugsgebiet der Waldnaab und die Kontinentale Tiefbohrung (KTB) bei Windischeschenbach befindet sich im Zentrum (vgl. Abb.1). Geologisch wird es aus kristallinem Grundgebirge im Norden bzw. Nordosten und aus permo-mesozoischen Sedimenten des im Südwesten vorgelagerten Vorlandes aufgebaut.

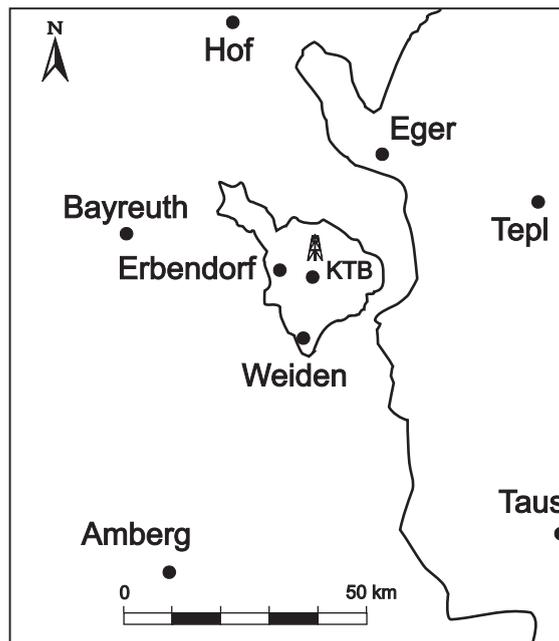


Abb. 1. Übersicht zur Lage des Untersuchungsgebiets.

3. Grundwasserführung der Verwitterungszone

Für Abschätzungen des Grundwasserdargebots und für die Hydraulik eines Grundwasserkörpers in einem bestimmten Gebiet ist die Kenntnis über die Wasserführung und Wasserspeicherung der geologischen Einheiten von großer Bedeutung. Kristallines Gebirge wird allgemein als ein ausgeprägtes Wassermangelgebiet angesehen, da unverwitterte Festgesteine wie Gneise, Granite, Redwitzite, Amphibolite und Pegmatite einen gering ergebnigen Kluftgrundwasserleiter darstellen. Da sie in unverwittertem Zustand ein dichtes Gefüge und keinen effektiven Porenhohlraum besitzen, kann die Grundwasserbewegung nur in Klüften, Spalten, Schichtfugen, Störungen und Schieferungsflächen verlaufen. Die kristallinen Festgesteine des Untersuchungsgebietes erfuhren während des Tertiärs und teilweise schon zur Oberkreide eine intensive Auflockerung und Verwitterung. Dadurch ist in den Gesteinen ein um ein vielfaches vergrößertes Kluft- und Porenvolumen entstanden und bedingt eine verbesserte Wasserwegsamkeit und ein größeres Wasserspeichervermögen. Allerdings wurde diese Verwitterungsrinde durch erosive Bedingungen während des Quartärs in ihrer Mächtigkeit reduziert bzw. in Hochlagen teilweise vollständig abgetragen. Lediglich in Bereichen von Verebnungsflächen besteht noch eine sehr tiefgründige Verwitterung. Die Verwitterungsprodukte sind zum Teil grobporig, haben ein relativ großes nutzbares Porenvolumen und sind bei grusiger Ausbildung mit einem Porengrundwasserleiter vergleichbar. Somit kann die Verwitterungsrinde quasi als ein Lockergesteinsaquifer über den unverwitterten, dichten Graniten und Gneisen angesehen werden (SEILER & MÜLLER 1995), im folgenden als Verwitterungsaquifer bezeichnet. Das kristalline, unverwitterte, frische Festgestein unterhalb der Verwitterungszone mit nur geringer Wasserwegsamkeit kann als Aquifuge betrachtet werden.

Die Verwitterungsdecke ist in ihrer Ausbildung und Mächtigkeit sehr unterschiedlich aufgebaut. Die durch die Verwitterung hervorgegangen grusig-sandigen bis sandig-tonigen Schuttdecken variieren in ihrer Zusammensetzung und räumlichen Verbreitung sehr stark. Zwar erreicht die Verwitterungsdecke stellenweise eine Mächtigkeit von über 100 m, doch generell kann nur von einer Mächtigkeit zwischen 20 bis 30 m ausgegangen werden.

Obwohl das Grundgebirge sehr differenziert aufgebaut ist und dadurch bedingt die Verwitterungsprodukte ebenfalls stark differenzieren können, kann bei der Größe des Untersuchungsgebietes von einem gleichen hydrogeologischen Verhalten und einer einheitlichen Grundwasserlandschaft des Verwitterungsaquifers ausgegangen werden. Er wird als ein gering ergebniger Porengrundwasserleiter mit mäßigem Grundwasservorkommen klassifiziert (MATTHES 1964). Es kommt zur Bildung von zahlreichen Quellen, die aber wegen der geringen Einzugsgebiete und durch die starke Zerschneidung der Hochflächen nur eine geringe Schüttung aufweisen.

4. Grundwasseroberfläche im Untersuchungsgebiet

Um detaillierte Aussagen über die Grundwasseroberfläche im Arbeitsgebiet machen zu können, müssen ausreichende und langfristige Messungen der Grundwasserstände vorliegen. Im Arbeitsgebiet befinden sich allerdings lediglich acht Grundwassermessstellen, die vom Wasserwirtschaftsamt Weiden wöchentlich gemessen werden. Dabei liegen die meisten Pegel im Gebiet von Weiden bzw. Altstadt und dienen der Überwachung der Grundwasserabsenkung aufgrund der Grundwasserentnahme

durch Tiefbrunnen in diesem Gebiet durch die Wasserversorgung Weiden. Zwischen Parkstein und Altenparkstein ist ein weiterer Pegel vorhanden, der deutlich von der Grundwasserentnahme durch die Steinwaldgruppe in diesem Bereich beeinflusst wird. Lediglich eine einzige Messstelle bei Brand befindet sich im kristallinen Grundgebirge. Tabelle 1 gibt eine Aufstellung der Grundwasserpegel in alphabetischer Reihenfolge mit genauer Bezeichnung und Lage sowie der Messstellenummer des Wasserwirtschaftsamts Weiden.

Anhand dieser geringen Daten ist es natürlich äußerst schwierig, Aussagen über die Grundwasseroberfläche zu treffen. Deutlich lässt sich bei Parkstein und bei Frauen-

Tabelle 1: Auflistung der Grundwassermessstellen in alphabetischer Reihenfolge

Bezeichnung	TK 25	Rechtswert	Hochwert	Meßstellennr.
Altenstadt/Weiden Br.	6238 Parkstein	45 11 040	55 08 060	24132
Brand	6037 Ebnath	44 92 960	55 35 260	24128
Edeldorf	6339 Waldthurn	45 14 220	55 06 640	24104
Parkstein/Oed	6238 Parkstein	45 05 070	55 13 550	24600
Sauernlohe Br. VIII	6238 Parkstein	45 11 220	55 07 430	24130
Weiden/Ämtergebäude	6339 Waldthurn	45 12 220	55 04 970	24131
Weiden/Almesbach	6339 Waldthurn	45 13 570	55 05 030	24125
Weiden/Mooslohe	6338 Weiden i.d.Opf.	45 08 490	55 06 850	24123

richt/Altenstadt ein Absenktrichter feststellen, der auf die Grundwasserentnahme durch die Steinwaldgruppe und durch die Wasserversorgung Weiden zurückzuführen ist. Lediglich im nordöstlichen Bereich bei Brand dürfte ein unbeeinflusster Grundwasserspiegel vorliegen, der bei ca. 2,5 bis 3 m unter Gelände liegt. Bei fast allen Pegeln lässt sich beobachten, dass der Grundwasserspiegel in den Wintermonaten leicht ansteigt, ein Maximum im Frühjahr erreicht, mit Beginn der Vegetationsperiode ab April/Mai bis zum Herbst abnimmt, um dann langsam wieder anzusteigen (vgl. Abb. 2).

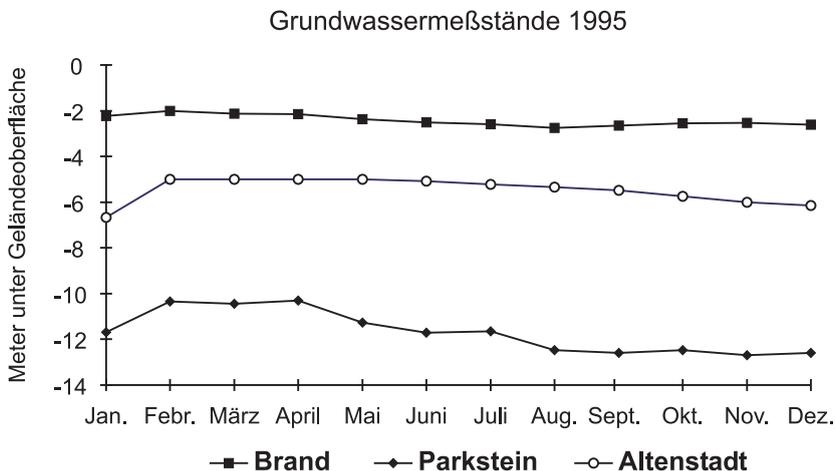


Abb. 2. Grundwassermessstände 1995 von drei verschiedenen Grundwasserpegeln.

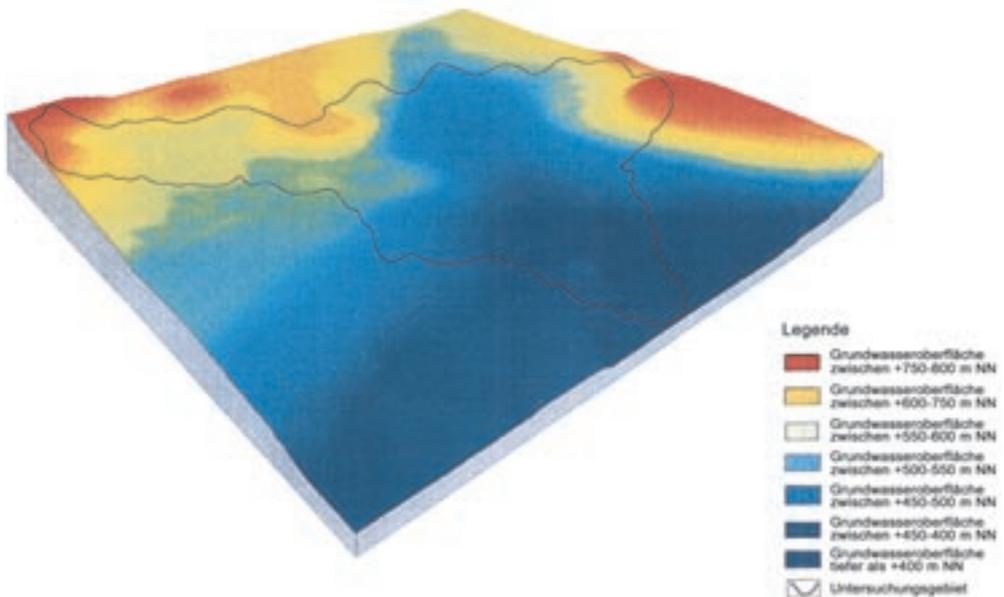


Abb. 3. Dreidimensionale Darstellung der Grundwasseroberfläche (10-fach überhöht).

Um eine genauere Aussage über die Grundwasserlandschaft zu bekommen, wurden zusätzlich zu diesen Grundwassermessständen der Grundwasseraustritt der Quellen der topographischen Karten 1:25 000 und der aufgelassenen Wasserversorgungsanlagen verschiedener Gemeinden herangezogen. Anhand dieser Daten wurde dann eine dreidimensionale Abbildung der Oberfläche des Grundwassers konstruiert (Abb. 3). Deutlich erkennt man, dass die Grundwasseroberfläche stark der Morphologie folgt.

5. Permeabilität des Gesteinskörpers

Für die mengenmäßige Verteilung des Niederschlags auf oberirdischen Abfluss und Versickerung ist hauptsächlich das Infiltrationsvermögen des Untergrunds maßgebend. Bei einer mächtigen Verwitterungsdecke können die Niederschläge zu einem großen Prozentsatz in den Untergrund eindringen. Die Verwitterungszone bietet eine relativ große Speichermöglichkeit, so dass auch hohe Niederschläge günstige Einsickermöglichkeiten haben. Der Granitgrus der verwitterten Granite ist als Porengrundwasserleiter für die Versickerung am besten geeignet. Er weist hohe Durchlässigkeiten auf, allerdings sind teilweise uneinheitliche, zum Teil kaolinisierte Partien eingeschaltet und lokal tonig-lehmige Beimengungen vorhanden, die das Wasserspeichervermögen und die Aufnahme stark herabsetzen können (HINRICHS 1987). Verwitterte und vergruste Gneise können zwar ebenfalls als Porengrundwasserleiter mit guten Durchlässigkeiten und Wasserspeichervermögen angesehen werden, sie sind aber geringer durchlässig als die vergrusten Granite (SEILER & MÜLLER 1995). Die Glimmerschiefer

und Phyllite verwittern zu mürben und tonigen Bestandteilen mit geringerer Durchlässigkeit und geringerer Wasserspeicherung (HINRICHS 1987).

Wichtig für Aussagen über die Grundwasserspeicherung der Verwitterungszone sind Korngrößenverteilungen und Ungleichförmigkeit, da beides die spezifische Durchlässigkeit (kf-Wert) bestimmt. Für das Untersuchungsgebiet lagen so gut wie keine Pumpversuchsdaten bzw. kf-Wert Bestimmungen vor. Um einige Größen von Durchlässigkeiten der Verwitterungszone zu erhalten, wurden von Bohrungen, die das GLA 1995 in der Wondrebsenke niedergebracht hatte, insgesamt fünf Proben entnommen und eine kf-Wert Bestimmung im Labor mittels eines Standrohrgerätes mit veränderlichem hydraulischen Gefälle nach DIN 18130 von Dr. A. BAIER (Geologisches Institut Erlangen) durchgeführt. Bedenken muss man bei diesen kf-Wert-Bestimmungen, dass es sich um gestörte Proben handelt, die für die Bestimmung gewässert und in Messzylinder mit sauerstofffreiem Wasser möglichst blasenfrei einsedimentiert wurden. Somit sind die berechneten kf-Werte nur als relative Größen anzusehen und geben keine absoluten Ergebnisse wieder. In Tabelle 2 sind die einzelnen Werte aufgeführt, bei der Probenbezeichnung wurden die Bezeichnung der Bohrungen durch das Bayerische Geologische Landesamt angegeben. Zusätzlich wurden die kf-Werte von fünf Bestimmungen von HARMENING (1995) für dieses Gebiet mit angeführt.

Tabelle 2: Durchlässigkeitsbeiwerte verschiedener Proben

Bezeichnung	Rechtswert	Hochwert	Teufe der Probenentnahme	Gesteinsart	kf-Wert
Wo 8	45 19 580	55 31 200	26,1 – 26,8 m	Redwitzit	$1,8 \times 10^{-7}$
Wo 10	45 18 820	55 33 215	27,1 – 27,8 m	Phycodenschichten	$9,6 \times 10^{-8}$
Wo 12	45 19 550	55 29 400	40,0 – 40,8 m	Granitzersatz	$9,7 \times 10^{-7}$
Wo 20	45 19 500	55 30 100	17,0 – 18,0 m	Granitzersatz	$3,6 \times 10^{-7}$
Wo 24	45 16 700	55 27 900	23,2 – 24,0 m	Kaolinit	$6,4 \times 10^{-8}$
Harmening 1	45 27 430	55 32 450	0,3 m	Fließlehm	$1,4 \times 10^{-8}$
Harmening 2	45 10 210	55 27 950	1,2 m	Granitzersatz	$2,8 \times 10^{-5}$
Harmening 3	45 10 950	55 19 785	4,0 m	Amphibolitzersatz	$6,5 \times 10^{-5}$
Harmening 4	45 09 060	55 12 450	0,4 m	Fließerde, u, s	$2,5 \times 10^{-5}$
Harmening 5	45 02 850	55 13 450	0,6 m	Oberkreidezersatz, u	$2,5 \times 10^{-8}$

Bei den kf-Wert Bestimmungen von HARMENING (1995) fällt auf, dass die meisten Proben im Bereich von 10^{-5} m/s liegen, lediglich ein Fließlehm sowie der lehmige Zersatz der Oberkreidesedimente des Hessenreuther Forstes können mit Werten um die 10^{-8} m/s als schwach durchlässig angesprochen werden. Bei den eigenen Bestimmungen wurden kf-Werte von 10^{-8} bis 10^{-7} m/s angetroffen. Das kann zum einen damit zusammenhängen, dass die Proben von HARMENING (1995) alle sehr oberflächennah entnommen wurden (zwischen 0,3 und 4 Meter unter Geländeoberfläche), die eigenen Proben wurden dagegen aus weitgehend größeren Tiefen entnommen (17 bis 41 m). Zum anderen handelt es sich bei den eigenen Proben nicht um ungestörte Proben, durch das Einsedimentieren des Probenmaterials in die Messzylinder könnte eine Verdichtung erfolgt sein. Somit geben die eigenen kf-Wert Bestimmungen nur relative kf-Werte wieder.

6. Deckschichten

Die Qualität eines Grundwassers hängt in erster Linie von dem natürlichen Filter- und Reinigungsvermögen der grundwasserüberdeckenden Schichten ab. Zum einen bieten Deckschichten Schutz vor anthropogenen Einträgen, zum anderen ist die Verweildauer des Sickerwassers im Untergrund für die Grundwasserqualität ausschlaggebend. Diese hängt von zwei Faktoren ab, erstens von der gesteinspezifischen Durchlässigkeit der einzelnen Einheiten und zweitens von der Mächtigkeit der Deckschichteneinheiten. Hohe Schutzfunktionen bieten Einheiten, die eine relativ lange Sickerzeit aufweisen können.

Die Verwitterungszone wird hinsichtlich ihrer Deckschichtenfunktion wie eine Lockergesteinsauflage bewertet. Bei einer tonig-lehmigen Ausbildung der teilweise recht mächtigen Verwitterungsdecke von 30–50 m über den altpaläozoischen Gesteinen ist eine gute Schutzfunktion gegeben. DIEPOLDER (1995) nimmt für den Spessart eine 6–16 m mächtige Verwitterungszone als ausreichenden Schutz an. Bei einer sandig-grusigen Ausbildung der Verwitterungszone ist die Durchlässigkeit allerdings erhöht, und somit ist auch nur eine geringere Schutzfunktion gewährleistet, die sich nur in Gebieten mit großen Verwitterungstiefen kompensiert. Die teilweise mehrere Meter mächtigen tertiären Tone sowie die pleistozänen Lehmdecken und Fließerden, Braunkohleinschaltungen und die Verlehmungszone des Hessenreuther Forstes haben ebenfalls eine abdichtende Wirkung und bieten einen guten Schutz vor Oberflächeneinflüssen; örtlich kann sogar eine sehr hohe Schutzfunktion angetroffen werden. Allerdings ist meist kein durchhaltender Horizont dieser Deckschichten gegeben, so dass eine kleinräumige, zwischen gering und sehr hoch schwankende Gesamtschutzfunktion gegeben ist.

7. Untersuchungen von Quellen im Arbeitsgebiet

Quellen sind eine Erscheinungsform des Grundwassers, sie stellen die natürlichen, örtlich begrenzten Austritte des unterirdischen Wassers auf der Erdoberfläche dar (KELLER 1969). Ab Juli 1995 wurden im Untersuchungsgebiet 21 Quellen regelmäßig gemessen und beprobt, um aus diesen Daten Rückschlüsse über das hydrogeologische Verhalten des Gebietes ziehen zu können (vergleiche hierzu auch Abbildung 4). Bei der Durchnummerierung der beprobten Quellen bezieht sich die erste vierstellige Zahl auf die Topographische Karte TK 25, dann wurden die Quellen entsprechend ihrer Lage von Nord nach Süd sowie von West nach Ost fortlaufend durchnummeriert.

Fast alle gemessenen Quellen sind perennierend, d.h. sie haben eine ganzjährige Schüttung. Die oberirdischen Einzugsgebiete der Quellen wurden anhand topographischer Karten ermittelt. Für Gebiete mit stärkerem Relief ist die Abgrenzung des oberirdischen Einzugsgebietes nach dieser Methode hinreichend genau. Zwar ist im Kristallin die Abgrenzung der unterirdischen Einzugsgebiete infolge der Bruch- und Faltungstektonik recht schwierig, da beispielsweise Störungszonen besonders wasserwegsame Bahnen darstellen, durch die Grundwasser aus der weiteren Umgebung herangeführt werden kann. Da aber fast alle Quellen nur eine sehr geringe Schüttung aufweisen und kleine Einzugsgebiete besitzen, wird von der Annahme ausgegangen, dass die ober- und unterirdischen Wasserscheiden bei den meisten Quellen im Arbeitsgebiet zusammenfallen.

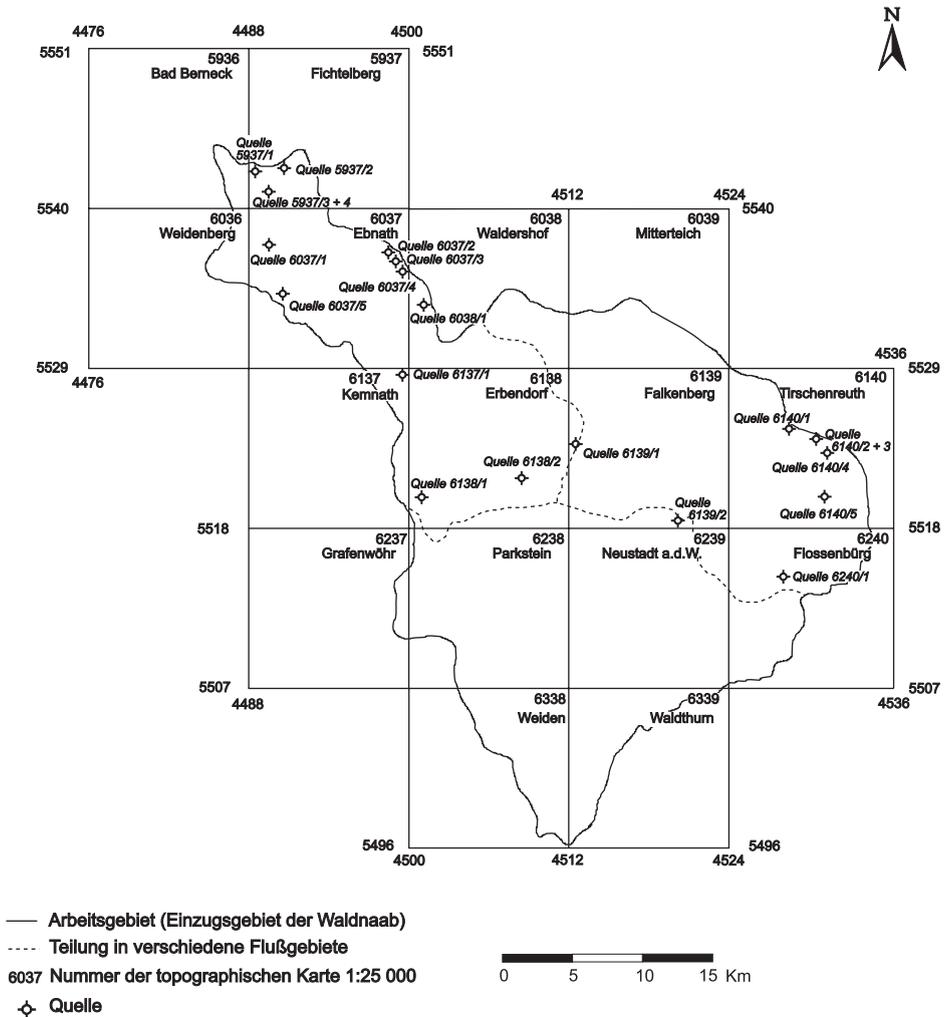


Abb. 4. Lage der beprobten Quellen.

Zur Beurteilung und Charakterisierung der Grundwasserbeschaffenheit, zur Feststellung von Veränderungen sowie zur Erfassung hydrogeologischer Zusammenhänge werden regelmäßige physikalische und chemische Untersuchungen des Grundwassers benötigt. In einem meist 14-tägigen Turnus, im Winter mindestens einmal im Monat, wurden die Quellen im Untersuchungsgebiet regelmäßig aufgesucht und der pH-Wert, die Temperatur, die Leitfähigkeit und die Quellschüttung jeweils direkt bestimmt. In einem zweimonatigen Rhythmus wurden Wasserproben entnommen, die dem wasserchemischen Laboratorium der BGR in Hannover für chemische Vollanalysen zugeführt wurden. Zusätzlich erfolgte im Mai 1996 eine Tritium und $\delta^{18}\text{O}$ -Bestimmung an elf ausgewählten Quellen durch das ^{14}C -Labors des NLFb. Als ergänzende Daten lagen die Schüttungsmessungen von 32 ehemaligen gemeindlichen Wasserversorgungsan-

Tabelle 3: Überblick über die geographische Lage, die geologischen Verhältnisse sowie die Größe des Einzugsgebietes der Quellen und aufgelassenen Wasserversorgungsanlagen (WV)

Bezeichnung/Nummer	TK 25 Blatt	Rechtswert	Hochwert	Einzugsgebietsgröße	Geologie
Fuchsbrunnen (WV 5936/1)	5936 Bad Berneck	44 87 600	55 41 700	0,42 km ²	Kerngranit
Quelle 5937/1	5937 Fichtelberg	44 88 205	55 43 250	0,14 km ²	Grenze Fließerde/ Fichtelgebirgsgranit
Quelle 5937/2	5937 Fichtelberg	44 90 500	55 42 800	0,48 km ²	Fließerde über Fichtelgebirgsgranit
Quelle 5937/3 + 4	5937 Fichtelberg	44 89 470	55 41 620	0,08 km ²	Fließerde über Fichtelgebirgsgranit
WV Ahornquelle (WV 5937/1)	5937 Fichtelberg	44 90 630	55 43 790	0,13 km ²	Zinngranit
WV Wolfslohe Quelle 1–3 (WV 5937/2)	5937 Fichtelberg	44 88 700	55 42 000	0,24 km ²	Grenze Fichtelgebirgs- granit/Fließerde
Quelle 4+5 (WV 5937/2)	5937 Fichtelberg	44 88 205	55 40 550	0,13 km ²	Grenze Fichtelgebirgsgranit Fließerde
Stollen (WV 5937/3)	5937 Fichtelberg	44 88 650	55 40 550	0,41 km ²	Fichtelgebirgsgranit/Quarz- Eisengänge
Stütznberg rechts + links (WV 5937/4)	5937 Fichtelberg	44 89 250	55 40 890	0,16 km ²	Grenze Fichtelgebirgs- granit/Fließerde
Quelle 6037/1	6037 Ebnath	44 91 250	55 37 500	0,72 km ²	Fließerde über Kerngranit
Quelle 6037/2	6037 Ebnath	44 91 300	55 34 930	0,34 km ²	Phycodenschichten
Quelle 6037/3	6037 Ebnath	44 98 910	55 38 680	0,19 km ²	Randgranit
Quelle 6037/4	6037 Ebnath	44 99 045	55 38 295	0,26 km ²	Quarzit/Glimmerschiefer Wechselagerung
Quelle 6037/5	6037 Ebnath	44 99 605	55 37 020	0,45 km ²	Grenze Randgranit/ Kerngranit
WV Nagel Quelle 1–6 (WV 6037/1)	6037 Ebnath	44 94 300	55 39 350	1,0 km ²	Randgranit bzw. Fließerde über Randgranit
WV Ölbrunn (WV 6037/2)	6037 Ebnath	44 91 940	55 33 880	0,42 km ²	Fließerde über Phycoden- schichten
WV Neusorg Quelle 1–5 (WV 6037/3)	6037 Ebnath	44 96 920	55 33 400	0,24 km ²	Glimmerschiefer/Phyllite
WV Witzlasreuth (WV 6037/4)	6037 Ebnath	44 95 330	55 22 500	0,54 km ²	Glimmerschiefer/Phyllite
WV Riglasreuth- Wernersreuth Qu 1–5 (WV 6037/5)	6037 Ebnath	44 96 650	55 31 100	1,37 km ²	Fließerde über Glimmer- schiefer/Phyllite
WV Wunschenberg (WV 6037/6)	6037 Ebnath	44 96 410	55 29 900	0,4 km ²	Basaltblockschutt
Quelle 6038/1	6038 Waldershof	45 00 110	55 35 810	0,4 km ²	Grenze Fließerde/Phyllite
Steinernes Brünlein (WV 6038/1)	6038 Waldershof	45 09 150	55 32 350	2,4 km ²	Grenze Fließerde/ Glimmerschiefer
WV Pullenreuth Quelle 1–5 (WV 6038/2)	6038 Waldershof	45 01 930	55 31 080	0,36 km ²	Fließerde über Phycodenschichten
WV Friedenfels Quelle 1–5 (WV 6038/3)	6038 Waldershof	45 05 900	55 30 040	0,8 km ²	Grenze Fließerde/ Steinwaldgranit
WV Lochau-Trevesen (WV 6038/4)	6038 Waldershof	45 00 660	55 29 840	2,35 km ²	Fließerde über Randgranit

Bezeichnung/Nummer	TK 25 Blatt	Rechtswert	Hochwert	Einzugsgebietsgröße	Geologie
Quelle 6137/1	6137 Kemnath	44 99 770	55 29 980	0,1 km ²	Phycodenschichten
WV Godas (WV 6137/1)	6137 Kemnath	44 97 259	55 26 600	0,17 km ²	Zersatzlehm über Epigneis
Quelle 6138/1	6138 Erbdorf	45 01 790	55 21 100	0,63 km ²	Biotit-Muskovit-Paragneis
Quelle 6138/2	6138 Erbdorf	45 09 820	55 21 980	0,15 km ²	Grenze Redwitzit/Granit
WV Erbdorf Quelle 1-3 (WV 6138/1)	6138 Erbdorf	45 03 750	55 19 200	0,3 km ²	Biotit-Muskovit-Paragneis
Quelle 6139/1	6139 Falkenberg	45 13 730	55 23 600	0,14 km ²	Falkenberger Granit
Quelle 6139/2	6139 Falkenberg	45 21 730	55 20 440	0,19 km ²	Quartärer Lehm mit Quarzbestreuung über Granit
Quelle 6140/1	6140 Tirschenreuth	45 28 730	55 24 970	0,09 km ²	Biotit-Muskovit-Gneis
Quelle 6140/2 + 3	6140 Tirschenreuth	45 30 795	55 23 900	0,18 km ²	Fließerde über Biotit-Muskovit-Gneis
Quelle 6140/4	6140 Tirschenreuth	45 31 280	55 23 895	0,29 km ²	Fließerde über Biotit-Muskovit-Gneis
Quelle 6140/5	6140 Tirschenreuth	45 28 100	55 21 395	0,13 km ²	Biotit-Muskovit-Gneis
WV Ellenfeld-Wendern Quelle 1-3 (WV 6140/1)	6140 Tirschenreuth	45 31 900	55 23 000	0,54 km ²	Fließerde über Biotit-Muskovit-Gneis
WV Schwarzenbach (WV 6140/2)	6140 Tirschenreuth	45 28 800	55 22 350	0,34 km ²	Biotit-Muskovit-Gneis
WV Hermannsreuth-Siedlung (WV 6140/3+4)	6140 Tirschenreuth	45 33 310	55 22 000	0,09 km ²	Muskovit-Biotit-Gneis
WV Ödwalddhausen-Heimhof (WV 6140/5)	6140 Tirschenreuth	45 29 360	55 21 040	0,35 km ²	Biotit-Muskovit-Gneis
WV Iglersreuth Quelle I+II (WV 6140/6)	6140 Tirschenreuth	45 27 960	55 20 610	0,28 km ²	Muskovit-Biotit-Gneis
Wieskapelle Quelle 13 (WV 6140/7)	6140 Tirschenreuth	45 33 250	55 19 540	0,5 km ²	Biotit-Muskovit-Gneis
Antoniusquelle (WV 6140/8)	6140 Tirschenreuth	45 33 000	55 18 800	0,35 km ²	Biotit-Muskovit-Gneis
Quelle 6240/1	6240 Flossenbürg	45 26 700	55 15 700	0,16 km ²	Fließerde über Muskovit-Biotit-Gneis
WV Hohenthann Quelle 3 + 5 + 6 (WV 6240/1)	6240 Flossenbürg	45 26 570	55 17 210	0,19 km ²	Muskovit-Biotit-Gneis
Hofbrunnen (WV 6240/2)	6240 Flossenbürg	45 32 480	55 17 900	0,44 km ²	Muskovit-Biotit-Gneis
WV Naab (WV 6240/3)	6240 Flossenbürg	45 31 610	55 17 140	0,26 km ²	Bärnauer Granit
Sulzbrünlein (6240/4)	6240 Flossenbürg	45 29 230	55 15 700	0,19 km ²	Muskovit-Biotit-Gneis
Wurzelbrunnen Quelle 1-7 (WV 6240/5)	6240 Flossenbürg	45 26 890	55 15 440	0,19 km ²	Muskovit-Biotit-Gneis
WV Altglashütte (WV 6240/6)	6240 Flossenbürg	45 28 610	55 14 250	0,4 km ²	Fließerde über Muskovit-Biotit-Gneis
WV Silberhütte (WV 6240/7)	6240 Flossenbürg	45 28 190	55 13 720	0,32 km ²	Grenze Fließerde/ Muskovit-Biotit-Gneis

lagen und sonstigen Quelfassungen für das Einzugsgebiet vor. Insgesamt konnte so auf weitere 57 Quellschüttungsmessungen zurückgegriffen werden. Für einige Quellen waren auch pH-Wert-Bestimmungen und Temperaturmessungen sowie chemische Analysen vorhanden. In Tabelle 3 wurde die geographische Lage, die geologischen Verhältnisse sowie die Größe der Einzugsgebiete der Quellen und Wasserversorgungsanlagen zusammengestellt.

7.1. Physikalische Eigenschaften

An physikalischen Eigenschaften wurden an den ausgewählten 21 Quellen im Untersuchungsgebiet Temperatur, Leitfähigkeit und Schüttung in einem regelmäßigen Turnus vor Ort bestimmt. Die Messungen wurden jeweils innerhalb eines Tages durchgeführt. Außerdem wurde darauf geachtet, dass der Messung eine ca. 3–5-tägige trockene Periode vorausging, was aufgrund der klimatischen Bedingungen nicht immer gegeben war. An dieser Stelle soll darauf hingewiesen werden, dass alle gemessenen Werte nur Einzelwerte darstellen; sie sollen einen Überblick über einen bestimmten Zeitraum vermitteln.

7.1.1. Quelltemperatur

Die Temperatur der untersuchten Quellen im Arbeitsgebiet wurde direkt an der Quelle gemessen. Die Quelltemperatur wird hauptsächlich von der Boden- und Luftwärme bestimmt. Allerdings kann sie auch durch die Herkunft des Wassers, von der geologischen Beschaffenheit der Erdoberfläche, der Ausbildung, Mächtigkeit und Tiefenlage des Grundwasserleiters, von den klimatischen Verhältnissen und der geographischen Lage (Höhe ü. NN) beeinflusst werden. Grundwasser weist in der Regel etwa die mittlere Jahrestemperatur des jeweiligen Ortes auf. KELLER (1969) gibt als normale Temperaturen der Quellen in Deutschland $+9$ – 11 °C an. Bei Quellwässern ist meist ein geringer Jahresgang der Temperatur zu beobachten, der gewöhnlich gleichsinnig mit der Jahreswärme der Oberfläche einhergeht. So werden die Jahreschwankungen von Quellen um die $1,5$ °C bzw. zwischen 2 – 3 °C angegeben (KELLER 1969).

Die durchschnittlichen Temperaturen der Quellen im Arbeitsgebiet lagen zwischen $+7,0$ °C und $+12,9$ °C, bei einer durchschnittlichen Lufttemperatur im Untersuchungsgebiet von $+7,2$ °C. Allerdings muß darauf hingewiesen werden, dass einige Quellen im Winter nicht zugänglich waren und deshalb auch keine Messwerte vorliegen, bzw. die Temperaturmessung erst nach dem Abfluss aus einem kleinen Auffangbecken vorgenommen werden konnte. Somit kann davon ausgegangen werden, dass die durchschnittliche Temperatur dieser Quellen tiefer anzusetzen ist. Die Quellen 5937/1 und 6037/3, die sich beide in relativ großer Höhenlage unter Waldbedeckung befinden, weisen die niedrigsten Temperaturen während der gesamten Beobachtungszeit auf. Ebenfalls sehr niedrige Temperaturen weisen die Quellen 6140/4, 6140/5 und 6240/1 auf, die sich gleichfalls unter Waldbedeckung befinden. Quellen im offenen Gelände haben eine deutlich höhere Temperatur, vor allem in den Sommermonaten, wie Quelle 5937/4 verdeutlicht.

Die vorliegenden Temperaturen einiger Quellen von aufgelassenen Wasserversorgungsanlagen weisen einen sehr ausgeglichenen Jahresgang auf und bewegen sich im Rahmen der oben aufgeführten Beobachtungen.

7.1.2. Quellschüttung

Ein wesentliches hydrogeologisches Merkmal von Quellen ist ihre Schüttung, durch die der Grundwasserabfluss direkt erfasst werden kann. Somit stellen Quellschüttungsmessungen ein wesentliches Mittel dar, um Daten über den unterirdischen Abfluss zu sammeln. Die Schüttung einer Quelle unterliegt Schwankungen und ist wie der Abfluss im wesentlichen von den Niederschlagsverhältnissen, den Infiltrationsmöglichkeiten, dem Speichervermögen und den Wegsamkeiten des Gesteins sowie der Höhe der Grundwasserneubildung abhängig (MATTHESS & UBELL 1983). Quellschüttungsänderungen spiegeln somit die hydrogeologischen Verhältnisse im Einzugsgebiet wieder und ihre Analyse ermöglicht wichtige Rückschlüsse und gibt Hinweise auf Abflussverhältnisse und Speicherkapazität des Untergrunds.

Die Messung der Quellschüttung erfolgte unmittelbar am Austritt oder wenig unterstrom der Quelle im Vorfluter. Stets wurden mehrmalige Messungen mittels Messgefäß und Stoppuhr durchgeführt, dann wurden die Werte gemittelt, um so eventuelle Fehlerquellen soweit wie möglich auszuschalten.

Im Untersuchungsgebiet lassen sich mehr Quellen finden, die im Granit bzw. in dessen Verwitterungsprodukte entspringen als aus Gneisarealen. Die Quellen sind aber in ihren Schüttungen und Schwankungen sehr ähnlich. Zwar wird meist von einer konstanteren Schüttung bei Granitquellen ausgegangen im Vergleich zu Quellen aus Gneisen, doch konnte das im Untersuchungsgebiet nicht beobachtet werden (SEILER & MÜLLER 1995). Aufgrund des sehr ähnlichen Verhaltens aller Quellen im Untersuchungsgebiet wird auf ein sehr ähnliches hydrogeologisches Verhalten und vergleichbare Eigenschaften der Verwitterungszone geschlossen.

Da alle gemessenen Quellen nur ein sehr kleines Einzugsgebiet haben, ist auch die Schüttung relativ gering und liegt zwischen maximal 1,25 l/s (Q 6140/4) und minimal 0,03 l/s (Q 5937/4, 6037/2, 6137/1 und 6139/2). Die durchschnittlich höchste Schüttung von 0,8 l/s wurde bei Quelle 6140/4 beobachtet. Die meisten Quellen haben eine durchschnittliche Schüttung von 0,1 bis 0,3 l/s, vier Quellen (Q 6037/2, 6137/2, 6139/1 und 6139/2) haben eine durchschnittliche Schüttung von unter 0,1 l/s.

Der Jahresgang der Schüttung ist bei den meisten Quellen nur gering ausgeprägt. In den Sommermonaten ist überall ein Rückgang der Schüttung zu beobachten, mit den geringsten Werten jeweils im Herbst. Bei einigen Quellen (Q 5937/2, 5937/3, 5937/3 und 6037/4) ist auch ein Minimum im Winter 1996 festzustellen, da durch eine langanhaltende Schneedecke keine Niederschläge infiltrieren und zum Abfluss gelangen konnten. Nach der Schneeschmelze wurden im April und Mai 1996 die größten Schüttungen festgestellt.

Insgesamt schütten sämtliche Quellen sehr kontinuierlich und weisen keine extremen Schwankungen auf. Das ist umso auffälliger, da bei den kleinen Einzugsgebieten Schwankungen nur schlecht ausgeglichen werden können. Somit kann auf gute Speicherkapazitäten der Verwitterungszone geschlossen werden. Die Schüttung der Quellen der aufgelassenen Wasserversorgungsanlagen zeigen ein sehr ähnliches Bild. Sie liegt meist zwischen 0,1 und 2 l/s. Teilweise liegen auch höhere Werte bis zu 10 l/s vor, wenn mehrere Quellen zusammengefasst wurden und nur die Gesamtschüttung angegeben wird. Insgesamt betrachtet, ist die Schüttung gleichfalls sehr kontinuierlich und schwankt jahreszeitlich bedingt nur gering.

Eine statistische Auswertung der Schüttung erfolgte über den Schüttungsquotienten, d.h. das Verhältnis der kleinsten zur größten gemessenen Schüttung. Ein kleiner

Quotient deutet dabei auf ein geringes Speichervermögen hin. Es ergaben sich Werte von 0,1 (Q 5937/4, 6037/5, 6038/1) bis 0,7 (Q 6139/1 und 6140/1). Deutlich zeichnet sich ab, dass die Quellen mit sehr konstanter Schüttung über hohe Quotienten und somit auch über ein gutes Speichervermögen verfügen, die Schüttungsmenge selber spielt dabei keine Rolle.

7.1.3. Spezifisch elektrische Leitfähigkeit der Quellen

Die spezifische elektrische Leitfähigkeit stellt einen Summenparameter dar und ist ein Maß für die Gesamtmineralisation des Wassers. Sie ist eine Funktion der Temperatur, der Art der vorhandenen Ionen und deren spezifischen Leitfähigkeit sowie der Konzentration der verschiedenen Ionen (DAVIS & DE WIEST 1967) und ist in starkem Maße von den geologischen Verhältnissen des jeweiligen Wassereinzugsgebietes abhängig. Die Leitfähigkeit wurde jeweils direkt vor Ort an der Quelle bestimmt. Die meisten Quellen haben nur eine geringe Mineralisation und weisen Werte von 100–300 $\mu\text{S}/\text{cm}$ auf, wie das für karbonatarme, silikatische Grundwässer zu erwarten ist. Die gemessenen Leitfähigkeiten aller Quellen sind äußerst konstant und zeigen kaum Änderungen während des Jahresanges. Bei den Leitfähigkeiten einiger Quellen von aufgelassenen Wasserversorgungsanlagen konnten entsprechende Beobachtungen gemacht werden.

Zwischen der spezifischen elektrischen Leitfähigkeit und dem Ausgangsgestein ist nur eine schwache Korrelation zu beobachten. Quellen, die Graniten und deren Zersatzzonen bzw. Fließerden über Graniten entspringen, haben meist eine geringe Leitfähigkeit von 60–100 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Allerdings gibt es auch einige Ausnahmen, die darüber liegen (200 bis 360 $\mu\text{S}/\text{cm}$), so z.B. die Quellen 6138/2 und 6139/2. Bei Quellen aus Gneiseinzugsgebieten bzw. aus Fließerden über Gneis liegen die Werte der Leitfähigkeit bei 200 bis 380 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

7.2. Chemische Eigenschaften

Hydrochemische Analysen sind die Grundlage für die Bewertung von Grundwasserleitern, für die Erfassung hydrogeologischer Zusammenhänge zwischen Grundwasserleiter und Grundwasser und für die Untersuchung von räumlicher und zeitlicher Veränderung der Grundwasserbeschaffenheit. Der Chemismus eines Grundwassers bzw. Quellwassers wird von sehr unterschiedlichen Faktoren bestimmt, die teilweise ineinander greifen. Er hängt zum einen von der Beschaffenheit des Neubildungswassers (Niederschlägen) und zum anderen von den sich im Untergrund vollziehenden geochemischen Prozessen ab. Der Lösungsinhalt wird in erster Linie von der Löslichkeit der Minerale der grundwasserleitenden Gesteine bestimmt. Neben den geologischen Verhältnissen spielen zusätzlich Vorgänge in der Bodenzone, Vegetation und anthropogene Beeinflussung eine große Rolle.

Der pH-Wert der Quellen wurde bei jeder Schüttungsmessung vor Ort mitbestimmt, ansonsten wurden für die anderen chemischen Parameter etwa alle zwei Monate Wasserproben entnommen und Vollanalysen durch die BGR in Hannover durchgeführt. Von September 1995 bis Oktober 1996 liegt eine kontinuierliche Reihe von sieben Analysen vor, um somit die Schwankungen und Veränderungen der Quellen innerhalb eines Jahres zu erfassen und auszuwerten. Allerdings waren während der Wintermonate einige Quellen nicht zugänglich und deshalb auch nicht beprobbar, so dass nicht von allen Quellen eine kontinuierliche chemische Untersuchung vorliegt.

7.2.1. pH-Werte der Quellen

Die pH-Werte wurden vor Ort gemessen. Sie lagen bei den untersuchten Quellen zwischen minimal 4,7 und maximal 7,6. Lediglich eine Quelle bei Aschenhof (6138/1) lag durchgängig im neutralen bis schwach alkalischen Bereich (Mittelwert 7,04). Zwei Quellen weisen konstant einen pH-Wert unter 5 auf (Q 5937/1 und 6037/1). Diese beiden Quellen befinden sich im Steinwald bzw. Fichtelgebirge, in relativ hohen topographischen Lagen. Beide Quellen entspringen Graniten bzw. deren Verwitterungsprodukten, und ihre Einzugsgebiete werden hauptsächlich von Nadelwald eingenommen. Für die vorliegenden pH-Werte von aufgelassenen Wasserversorgungsanlagen können vergleichbare Aussagen getroffen werden.

Zwischen dem pH-Wert, dem Ausgangsgestein oder der Nutzung der Einzugsgebiete ließ sich keine eindeutige Korrelation feststellen. Teilweise konnte eine Korrelation zwischen niedrigen pH-Werten und geringen Leitfähigkeiten beobachtet werden, z.B. bei Quelle 5937/1, 6037/5 und 6038/1. Der geringe Inhalt der gelösten Stoffe in Kombination mit den niedrigen pH-Werten, die wahrscheinlich niederschlagsbedingt sind, kann durch eine geringe Pufferkapazität erklärt werden, lässt aber auch auf eine geringe Verweildauer des Wassers im Untergrund schließen. Das unterstützt die Annahme, dass diese Quellen durch sehr oberflächennahes Wasser gespeist werden. Bei einigen Quellen traten die höchsten pH-Werte im Sommer und Herbst nach Trockenperioden auf. Der niedrigste pH-Wert konnte bei den Quellen 6138/1 und 6140/5 im Winter festgestellt werden, ansonsten streuten die Minimalwerte jahreszeitlich stark.

7.2.2. Wasserchemie

Die hauptsächlich gelösten Inhaltstoffe der meisten Grundwässer sind die Anionen Hydrogencarbonat (HCO_3^-) Sulfat (SO_4^{2-}), Chlorid (Cl^-) und Nitrat (NO_3^-), welche überwiegend an die Kationen Kalzium (Ca^{2+}), Magnesium (Mg^{2+}), Natrium (Na^+) und Kalium (K^+) gebunden vorkommen. Daneben können noch Phosphate (PO_4^{3-}), Eisen (Fe^{2+}) und Mangan (Mn^{2+}) sowie Nitrit (NO_2^-) und Ammonium (NH_4^+), letzteres als Abbauprodukt von Stickstoffverbindungen, in größeren Konzentrationen auftreten. In Quellen können zusätzlich noch Schwermetalle sowie Aluminium (Al), Fluor (F) und der SiO_2 -Gehalt für die Grundwasserbeschaffenheit von Bedeutung sein. Im folgenden soll auf diese Parameter kurz eingegangen werden und die Quellen hinsichtlich dieser Bestandteile näher analysiert werden.

Da keine karbonatischen Gesteine anstehen (ausgenommen der Wunsiedler Marmor), sondern die Gesteinsmatrix überwiegend aus silikatischen Mineralen besteht, handelt es sich bei den Wässern um sehr mineralarme und weiche Wässer mit geogen geprägtem Chemismus. Sulfat und Nitrat stammen im wesentlichen aus den SO_2 - und NO_x -Gehalten der Atmosphäre (Blitzschlag, Industrie, Verkehr) und der Landwirtschaft.

Härte

Die Höhe der Härte ist abhängig vom Mineralbestand des Bodens und des Untergrundes, von der Gesteinsaufbereitung, der Korngrößenverteilung und der Kontaktzeit (WILHELM 1956). Im gesamten Untersuchungsgebiet wurden fast ausschließlich weiche bis sehr weiche Wässer angetroffen. Nur zwei Quellen weisen einen Wert um die 7° dH auf (Q 6138/2 und 6140/1). Das Verhältnis von Gesamthärte zu Karbonathärte ist bei den meisten Quellen ausgeglichen.

Chlorid

Chloride sind ein im Grundwasser regelmäßig vorkommender Inhaltsstoff, welcher aus dem natürlichen Kreislauf von Fauna und Flora sowie aus vorhandenen Salzlagern und dem Niederschlagseintrag stammt. Normale Grundwässer enthalten meist ca. 10–20 mg/l Chlorid (DVWK 1994).

Im Untersuchungsgebiet werden teilweise sehr niedrige Chloridgehalte von 1–4 mg/l angetroffen (Q 5937/1, 6037/1, 6037/2, 6037/5, 6038/1 und 6240/1). Fast alle diese Quellen befinden sich unter Wald bzw. ihr Einzugsgebiet wird hauptsächlich von Wald eingenommen. Diese geringen Konzentrationen von unter 5 mg/l Cl⁻ lassen auf fast völlig unbeeinflusste Grundwässer schließen, deren Chloridgehalt geogen bedingt ist und auf eine Auslaugung des Speichergesteins sowie auf den Eintrag durch Niederschläge zurückzuführen ist (BAUER et al. 1987). Deutlich wird hier auch die wichtige Rolle des Waldes in seiner Rolle als Filter- und Schutzfunktion. Bei 12 Quellen liegen die Werte zwischen 10 und 30 mg/l. Diese Quellen liegen in Grünland bzw. Ackergebieten und auch ihre Einzugsgebiete werden überwiegend landwirtschaftlich genutzt. Das lässt den Schluss zu, dass der Einfluss der Düngung eine entscheidende Rolle beim Chloridgehalt der untersuchten Wässer im Arbeitsgebiet spielt und die Chloride einen guten Indikator für die Beeinflussung des Grundwassers durch chemische Düngemittel darstellen. Bei einigen Quellen lässt sich ein Maximum des Chloridgehalts im Sommer und nach der Schneeschmelze feststellen, ein Minimum im Herbst (Q 5937/2, 5937/4 und 6140/2).

Nitrate

Der Nitratgehalt schwankt bei reinen Wässern normalerweise zwischen 1–5 mg/l bzw. bodenbedingt bis 30 mg/l (DVWK 1994). Höhere Nitratgehalte weisen meist auf Verschmutzungen hin. Der Nitratgehalt eines Wassers ist gewissermaßen ein deutlicher Hinweis für den Grad der Belastung eines Bodens und zählt somit zu den Verschmutzungsindikatoren (HÖLL 1968).

Bei den Nitraten wurden Werte von unter 0,1 bis 73 mg/l angetroffen. Die meisten Quellen zeigen sehr geringe Nitratgehalte zwischen 0,1 und 3 mg/l NO³⁻. Wie bei den Chloriden weisen wiederum die Quellen unter landwirtschaftlicher Nutzung die höchsten Nitratgehalte auf. Zwei Quellen (Q 6139/2 und 6140/1) haben Nitratgehalte von über 70 mg/l. Diese Wässer überschreiten den Grenzwert der Trinkwasserverordnung für Nitrat von 50 mg/l. Die hohe Belastung dieser Bereiche ist auf die landwirtschaftliche Nutzung verbunden mit Düngung zurückzuführen. Der Wald erfüllt hinsichtlich des Eintrags von Nitrat eine Schutzfunktion. Bei fast allen Quellen war die Nitratkonzentration über den beobachteten Zeitraum hinweg äußerst konstant.

Sulfate

Nach HÖLL (1968) kommt Sulfat in natürlichen Wässern mit einer Konzentration von 10–30 mg/l vor, bei stark saueren Wässern bis 40 mg/l.

Niedrige Sulfatgehalt von durchschnittlich unter 10 mg/l konnte bei fünf Quellen beobachtet werden. Bei den meisten Quellen liegt der Sulfatgehalt meist zwischen 10–20 mg/l. Vier Quellen weisen höhere Werte von 25–30 mg/l auf (Q 6037/3, 6037/4, 6138/1 und 6140/5), eine Quelle (Q 6138/2) sogar Werte über 50 mg/l.

Kieselsäure

Fast jedes Grundwasser enthält wechselnde Mengen an gelöster Kieselsäure. Die Lösungskraft von Wasser gegenüber Silikaten ist unter Normalbedingungen allerdings

äußerst gering. In kristallinen Gesteinen ist im allgemeinen aufgrund der langsamen Silikatverwitterung nur ein geringer Kieselsäuregehalt festzustellen. HEM (1985) gibt als SiO_2 -Gehalt natürlicher Wässer 1–30 mg/l an, wobei die höchsten Konzentrationen in Wässern aus Metamorphiten und Eruptivgesteinen angetroffen werden. Die niedrigsten Werte von 8 mg/l wurden beim Zinnebrunnen (Q 6037/2) und bei Quelle 6038/1 angetroffen. Insgesamt erbrachten acht Quellen Werte von 10 bis 15 mg/l und 10 Quellen zwischen 20 und 30 mg/l.

Kalium

Natürliche Wässer haben nach HÖLL (1968) einen Kaliumgehalt von 1–2 mg/l, lediglich von Salzlagerstätten beeinflusste Grundwässer und bei Verunreinigungen sind höhere Werte anzutreffen. Im Untersuchungsgebiet wurde als niedrigster Wert 0,6 mg/l Kalium angetroffen (Q 6037/2), der höchste Wert lag bei 7 mg/l (Q 6037/4). Die meisten Quellen weisen Werte zwischen 1–3 mg/l auf. Lediglich fünf Quellen liegen darüber und zeigen einen Wert von bis zu 7 mg/l (Q 6037/4, 6137/1, 6138/2, 6139/1 und 6139/2). Alle diese Quellen liegen in Gebieten mit landwirtschaftlicher Nutzung. Somit kann zum einen davon ausgegangen werden, dass die leicht erhöhten Kaliumkonzentrationen einen geogenen Ursprung haben, zum anderen handelt es sich wahrscheinlich bei den höheren Gehalten um Einträge aus der Landwirtschaft infolge der Kalidüngung. Darauf weisen auch die erhöhten Nitratgehalte hin, die bei drei Quellen (Q 6037/4, 6137/1 und 6139/2) mit den erhöhten Kaliumkonzentrationen korrelieren.

Eisen und Mangan

Zweiwertiges Eisen kommt in natürlichen Grundwässern im allgemeinen in nur geringen Konzentrationen von 1–10 mg/l vor (HEM 1985). Mangan findet man dagegen selten in Konzentrationen über 1 mg/l, meist werden nur um die 0,1 mg/l beobachtet (HEM 1985). Die Eisengehalte der Quellen im Untersuchungsgebiet sind äußerst gering. Bei den meisten Quellen lag der Eisengehalt unter 0,01 bis 0,03 mg/l. Zwei Quellen (Q 6140/2 und 6139/1) zeigen Konzentrationen von 1–3 mg. Zwei weitere Quellen (Q 5937/2, 5937/3) haben sehr hohe Gehalte, die teilweise größer als 9 mg/l sind. Bei diesen beiden Quellen war das Eisen auch jeweils schon vor der Analyse ausgefallen. Bei Quelle 5937/2 ist der erhöhte Eisengehalt auf die Huminsäuren im Moorwasser zurückzuführen. Bei Quelle 5937/3 liegen zum Teil wohl geogene Bedingungen vor.

Mangan kommt ebenfalls nur in sehr geringen Konzentrationen vor; sie lagen für fast alle Quellen unter 0,01 bzw. bis 0,04 mg/l. Nur bei vier Quellen traten Mangangehalte von 0,1 bis 0,4 mg/l auf (Q 5937/2, 5237/3, 6037/3 und 6140/2). Auffallend ist, dass bei den beiden Quellen mit sehr hohen Eisenwerten auch relativ hohe Mangankonzentrationen vorkommen. Bei Quelle 5937/2 kann das durch die reduzierenden Bedingungen erklärt werden.

Natrium

Natrium ist ein häufiger Bestandteil von Salzhorizonten, Magmatiten und Tongesteinen, das bei der Verwitterung freigesetzt wird. Die meisten Natriumsalze verfügen über eine hohe Löslichkeit. Natürliche Grundwässer weisen eine Natriumkonzentration von 1–20 mg/l auf (MATTHESS 1990). Bei den untersuchten Quellen wurden Natriumgehalte von um 1 mg/l (Q 5937/1) bis hin zu 234 mg/l beim tiefenwasserbeeinflussten Sauerbrunnen ermittelt. Bei sechs Quellen liegt die Konzentration zwischen 1 bis 5 mg/l (Q 5937/1, 6037/1, 6037/2, 6037/5, 6038/1 und 6240/1). Bei sechs weiteren Quellen liegen Natriumwerte von 5 bis 10 mg/l vor. Konzentrationen über 10 mg/l wurden an acht Quellen angetroffen (Q 5937/2, 6037/4, 6138/2, 6139/2, 6140/1, 6140/2,

6140/3 und 6140/4). Auffällig ist, dass bei Quellen mit einem saueren pH-Wert geringe Natrium- und teilweise auch geringe Kalziumgehalte angetroffen werden.

Phosphat

Der Phosphatgehalt eines Grundwassers zählt zu den Verschmutzungsindikatoren, da bei Verunreinigungen größere Mengen an Phosphaten z.B. mit den Abwässern in das Grundwasser gelangen können. Bei reinen Wässern liegt der Phosphatgehalt meist unter 0,1 mg/l (HÖLL 1968). Auch die in der Landwirtschaft eingesetzten Phosphatdünger können die Phosphatkonzentrationen des Grundwassers erhöhen. Bei den meisten Quellen im Untersuchungsgebiet lag der Phosphatgehalt unter oder um 0,05 mg/l (13 Stück). Bei sechs Quellen wurden Phosphatkonzentrationen um 0,1 mg/l angetroffen (Q 6037/1, 6137/1, 6138/2, 6140/1, 6140/5 und 6120/1). Dabei befinden sich außer der letztgenannten Quelle alle Einzugsgebiete unter landwirtschaftlicher Nutzung. Außerdem ist bei Quelle 6037/1, 6137/1 und 6139/2 ein sprunghafter Anstieg der Werte im April bzw. Juni und August zu beobachten, der ebenfalls den Rückschluss auf eine landwirtschaftliche Beeinflussung zulässt.

Hydrogenkarbonat

MATTHESS (1990) beobachtete in reinen Grundwässern Hydrogenkarbonatkonzentrationen von 50–400 mg/l, in Tiefenwässern können auch höhere Gehalte vorkommen. Da im Untersuchungsgebiet so gut wie keine karbonatischen Gesteine anzutreffen sind, zeigen die meisten Quellen eine sehr geringe HCO_3^- -Konzentration. Sie lag zwischen weniger als 1 mg/l (Q 6037/3 und 6037/5) und 370 mg/l (Q 6139/1). Bei den meisten Quellen lag die Konzentration zwischen 3 und 25 mg/l. Eine Quelle (Q 6138/2) zeigt Werte um 50 mg/l, eine andere (Q 6138/1) um 80 mg/l. Bei fast allen Quellen konnte ein Tiefpunkt der HCO_3^- -Konzentration nach der Schneeschmelze im Frühjahr beobachtet werden.

Nitrit

Nitrit kommt in reinen Wässern so gut wie nicht vor. Erhöhte Werte von 0,2 bis 2,0 mg/l zeigen meist durch anthropogene Belastungen verschmutzte Wässer an. Bei fast allen Quellen lagen die Nitritwerte unter 0,02 mg/l.

Ammonium

Reines Wasser enthält gewöhnlich nur sehr geringe Mengen von Ammoniumverbindungen (bis 0,1 mg/l). Erhöhte Werte von 0,1 bis 10 mg/l sind fast immer auf anthropogene Belastungen zurückzuführen. Somit ist der Ammoniumgehalt ein weiterer Verschmutzungsindikator. Bei den meisten Quellen wurden NH_4^+ -Gehalte von unter bzw. um die 0,05 mg/l beobachtet. Die Werte fast aller Quellen sind durchgehend sehr einheitlich, lediglich bei drei Quellen (Q 6037/4, 6140/2 und 6140/3) wurden erhöhte Konzentrationen im April (Schneeschmelze) beobachtet.

Aluminium

Der Aluminiumgehalt der meisten Quellen ist sehr gering und liegt um 0,03 mg/l. Nur bei zwei Quellen (Q 5937/1 und 6037/3) wurden Gehalte von über 1 mg/l bestimmt. Da aber beide Quellen durchschnittliche pH-Werte von 4,9 aufweisen und eine Zunahme der Aluminiumkonzentration mit einer Zunahme der Versauerung korreliert, können die erhöhten Werte dadurch erklärt werden.

Bor

Bor wurde bei den Quellen im Untersuchungsgebiet bis auf wenige Ausnahmen in Konzentrationen unter 0,05 mg/l bestimmt. Bei zwei Quellen (Q 6037/4 und 6139/1)

wurden Konzentrationen von 0,5 bis 0,7 mg/l erreicht. Bei der letztgenannten Quelle handelt es sich wieder um den tiefenwasserreichen Sauerbrunnen.

Fluor

Für Fluor gibt MATTHESS (1990) eine Konzentration von unter 1 mg/l für reine Wässer an. Bei allen Quellen lagen die Fluorgehalte unter 0,5 mg/l.

Strontium

Der Strontiumgehalt natürlicher Wässer wird von MATTHESS (1990) mit 0,01 bis 1 mg/l angegeben. Bei zehn Quellen im Untersuchungsgebiet lag die Strontiumkonzentration unter 0,03 mg/l. Bei weiteren zehn Quellen konnten Werte von 0,1–0,3 mg/l beobachtet werden (Q 6037/4, 6137/1, 6138/1, 6138/2, 6139/2, 6140/1, 6140/2, 6140/3, 6140/4 und 6140/5). Lediglich beim Sauerbrunnen (Q 6139/1) wurden Konzentrationen um 1,5 mg/l festgestellt.

DOC-Wert

Der DOC-Wert (dissolved organic carbon) ist ein Summenparameter für den gelösten organisch gebunden Kohlenstoff geogener oder anthropogener Herkunft und somit ein Maß für die Menge oxydierbarer organischer Substanzen eines Wassers. In reinen Grundwässern findet sich normalerweise nur eine geringe Menge an oxydierbaren Stoffen. Ein über das Normalmaß hinausgehender DOC-Wert weist fast immer auf eine Verschmutzung des Wassers hin.

Bei acht Quellen wurden DOC-Werte unter 1 mg/l angetroffen (Quelle 5937/1, 6037/2, 6037/2, 6037/5, 6038/1, 6140/4 und 6140/5). Beinahe alle anderen Quellen weisen Werte von 1 bis 3 mg/l DOC auf. Bei einigen Quellen lässt sich ein ausgeprägter Jahresgang beobachten. So weisen die Quellen 6037/4, 6140/2 und 6140/3 extrem hohe Werte (zwischen 7–10 mg/l) im April während der Schneeschmelze auf, während der organisch stark angereichertes Wasser zum Abfluss kommt; sie lassen auf sehr oberflächennahes Wasser rückschließen. Bei fast allen Quellen tritt ein Minimum der DOC-Konzentrationen während der trockenen Perioden im Herbst und Winter 1995 auf.

Schwermetalle

Bei den meisten Quellen liegen nur sehr geringe Schwermetallgehalte vor. So weisen alle Quellen bei Scandium (Sc) Konzentrationen unter 3 µg/l und bei Chrom (Cr) und Vanadium (V) unter 5 µg/l auf. Bei Kupfer (Cu) und Cadmium (Cd) konnte ebenfalls fast durchgängig bei allen Quellen eine Konzentration von unter 5 µg/l festgestellt werden. Auch bei Blei (Pb) weisen die Quellen ein ähnliches Verhalten auf, sämtliche Werte lagen unter 30 µg/l. Bei den Konzentrationen von Zink (Zn) treten sehr unterschiedliche Werte auf. Viele Quellen haben einen Zinkgehalt unter 5 µg/l auf. Bei den Quellen 6037/3 und 6139/2 sowie 6140/1 lässt sich der erhöhte Wert zwischen 10 und 45 µg/l Zink durch die Metallrohr- bzw. Betonrohrfassung der Quelle erklären.

In keiner der Quellen werden die Grenzwerte der Trinkwasserverordnung für Blei, Cadmium, Zink, Kupfer, Aluminium und Bor überschritten.

Die Konzentration von Beryllium (Be) lag bei 18 Quellen unter oder um 0,5 µg/l. Nur bei drei Quellen (Q 5937/1, 6037/3 und 6139/2) konnten höhere Werte beobachtet werden, die wahrscheinlich geogen durch das granitische Ausgangsgestein bedingt sind. Auch bei Kobalt (Co) lagen die Konzentrationen bis auf zwei Ausnahmen unter 5 µg/l. Die erhöhten Konzentrationen von 6–9 µg/l werden wahrscheinlich durch Betonrohrfassungen verursacht. Ein atmosphärischer Transport bzw.

Deposition von Kobalt durch die Glas- und Keramische Industrie im Arbeitsgebiet konnte nicht festgestellt werden. Lithium (Li) kommt bei den meisten Quellen ebenfalls nur in ganz geringen Mengen vor (unter 3 µg/l). Höhere Werte von 7 und 15 µg/l können wiederum durch die Betonrohrfassungen einiger Quellen erklärt werden. Bei Nickel (Ni) liegen fast alle Konzentrationen unter 10 µg/l. Bei fünf Quellen liegen die Werte zwischen 10 und 30 µg/l, wobei zwei Quellen (Q 6139/2 und 6149/1) ebenfalls durch Betonrohre gefaßt sind. Barium (Ba) zeigt stark unterschiedliche Konzentrationen zwischen 10–60 µg/l. Der unterschiedliche Bariumgehalt lässt sich zum einen geogen erklären, da in den Feldspäten und Glimmern teilweise Barium anstelle von Kalium eingebaut wird und in Erzgängen Schwerspat vorhanden sein kann, zum anderen kann die Fassung einer Quelle die Bariumkonzentrationen beeinflussen. So sind einige der Quellen, bei denen erhöhte Gehalte festgestellt wurden, durch ein Metallrohr (z.B. Q 5937/1 und 6037/3) bzw. durch ein Betonrohr (Q 6037/4 und 6140/1) gefasst.

Für die Mittelwerte der Hauptinhaltsstoffe (K^+ , Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Fe^{2+} , NH_4^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- und NO_3^-) wurde für sämtliche Quellen ein Plausibilitätstest durchgeführt. Bei 19 Quellen lag die Abweichung der Summe der Äquivalentkonzentration der Hauptkationen von der Summe der Äquivalentkonzentration der Hauptanionen unter 10 %, bei 13 Quellen sogar unter 3 %. Lediglich bei zwei Quellen (Q 5937/2 und Q 5937/3) konnte eine größere Abweichung beobachtet werden (zwischen 26 % und 33 %). Das kann durch das schon vor der Analyse ausgefallene Eisen erklärt werden. Bezieht man den Eisengehalt nicht in die Berechnung mit ein, so ergibt sich auch hier eine Abweichung von unter 10 %. Somit können die Analyseergebnisse als sehr korrekt und zuverlässig bezeichnet werden.

Der Chemismus der Quellwässer verschiedener Wasserversorgungsanlagen verhält sich sehr ähnlich dem der analysierten und oben beschriebenen Quellen. Tabelle 4 vermittelt eine Übersicht über Minima, Maxima, sowie die Mittelwerte verschiedener chemischer Parameter der untersuchten Quellen.

Die chemischen Analysen der Quellen wurden in Abbildung 5 in Dreiecksdiagrammen dargestellt. Im Vergleich zur Anionenverteilung, fällt auf, dass der prozentuale Anteil der einzelnen Kationen weniger gestreut ist und sich im Bereich der Na-Mg-Wassertypen bewegt. Die Verteilung der einzelnen Anionen ist insgesamt betrachtet weiter gestreut und relativ gleichmäßig über das Diagramm verteilt. So finden sich neben SO_4^- , $HCO_3^-Cl^-$, $HCO_3^-SO_4^-$, $SO_4^-NO_3^-(Cl^-)$, $SO_4^-HCO_3^-NO_3^-$, $Cl^-NO_3^-$, $NO_3^-Cl^-$ und $NO_3^-SO_4^-$ -Wässer wieder. Die Dreiecksdiagramme spiegeln die Vielfalt der Wässer im Untersuchungsgebiet wieder. Es herrscht kein besonderer Wassertyp vor. Lediglich bei zwei Quellen (Q 6037/3 und 6037/5) liegen vergleichbare Wässer vor; es handelt sich um ein Ca-Na- SO_4 -Wasser. Gut erklären lässt sich das durch die beinahe gleiche geographische Lage und die fast identischen Einzugsgebiete. Die geringe Löslichkeit der Minerale aus den Graniten und Gneisen des Untersuchungsgebietes in Kombination mit der geringen Verweildauer des Grundwassers in Aquifer bewirken, dass diesen Wässern kein klarer Typ aufgeprägt werden kann. Der Wassertyp, in dem sich die jeweils vorherrschenden Ionen ausdrücken, wird stark durch Zufälligkeiten, der örtlichen Bodennutzung, Düngung, Höhenlage und sonstigen morphologischen Besonderheiten oder durch das Kleinklima u. ä. geprägt.

Durch die hydrochemische Untersuchung des relativ großen Arbeitsgebietes wurde eine große Anzahl von Einzelwerten ermittelt, die einer zusätzlichen Zusammenfassung und Wertung bedarf. Bei den meisten statistischen Auswerteverfahren, wie z.B.

Tabelle 4: Minimum-, Maximum- sowie Mittelwerte der Inhaltsstoffe der Quellwässer

Parameter	Einheiten Minimum		Maximum		Mittelwert
Kalium	0,6 mg/l	(Q 6037/2)	7,7 mg/l	(Q 6037/4)	2,78 mg/l
Natrium	1,8 mg/l	(Q 5937/1)	234 mg/l	(Q 6139/1)	18,25 mg/l
Magnesium	0,56 mg/l	(Q 5937/1)	14,3 mg/l	(Q 6140/1)	4,8 mg/l
Calcium	1,4 6mg/l	(Q 6037/2)	91,6 mg/l	(Q 6139/2)	16,53 mg/l
Eisen	0,01 mg/l	(diverse Q)	10,3 mg/l	(Q 5937/3)	1,04 mg/l
Mangan	0,01 mg/l	(diverse Q)	0,378 mg/l	(Q 6140/2)	0,06 mg/l
Ammonium	< 0,01 mg/l	(diverse Q)	0,25 mg/l	(Q 5937/2)	0,11 mg/l
Aluminium	< 0,03 mg/l	(diverse Q)	1,28 mg/l	(Q 5937/1)	0,23 mg/l
Strontium	0,014 mg/l	(Q 6038/1)	1,5 mg/l	(Q 6139/1)	0,17 mg/l
Chlorid	1,4 mg/l	(Q 6037/2)	170 mg/l	(Q 6139/1)	23,52 mg/l
Sulfat	3,6 mg/l	(Q 5937/2)	211 mg/l	(Q 6139/2)	27,51 mg/l
Hydrogencarbonat	0,9 mg/l	(Q 6037/3)	373 mg/l	(Q 6139/1)	30,74 mg/l
Nitrit	< 0,01 mg/l	(diverse Q)	0,74 mg/l	(Q 6137/1)	0,13 mg/l
Nitrat	0,01 mg/l	(diverse Q)	74,2 mg/l	(Q 6139/2)	19,17 mg/l
Brom	< 0,01 mg/l	(diverse Q)	1,5 mg/l	(Q 6139/1)	0,11 mg/l
Bor	< 0,05 mg/l	(diverse Q)	0,75 mg/l	(Q 6037/4)	0,11 mg/l
Phosphat	< 0,01 mg/l	(diverse Q)	0,2 mg/l	(Q 6137/1)	0,1 mg/l
Fluor	< 0,01 mg/l	(diverse Q)	5,3 mg/l	(Q 6139/1)	1,1 mg/l
Kieselsäure	10 mg/l	(Q 5937/1)	54,2 mg/l	(Q 6139/1)	19,45 mg/l
Zink	< 5 µg/l	(diverse Q)	159 µg/l	(Q 6140/3)	19,65 µg/l
Barium	10 µg/l	(Q 5937/3)	350 µg/l	(Q 6139/2)	51,1 µg/l
Beryllium	< 0,5 µg/l	(diverse Q)	19,3 µg/l	(Q 6139/2)	5,8 µg/l
Karbonathärte	0,0 °dH	(Q 6037/3)	17,1 °dH	(Q 6139/1)	1,4 °dH
Gesamthärte	0,4 °dH	(Q 6037/2)	14,1 °dH	(Q 6139/1)	3,5 °dH
DOC	10,1	(6140/2)			
pH-Wert	4,66	(Q 5937/1)	7,55	(Q 6138/2)	5,65
Leitfähigkeit	32 µs	(Q6037/2)	1529µs	(Q 6139/1)	237,3 µs
Schüttung	0,03 l/s	(Q6037/2)	0,85 l/s	(Q 59272)	0,22 l/s
Temperatur	1,9 °C	(Q6140/5)	16,5 °C	(Q 6137/1)	9,3 °C

der Korrelationsanalyse, sind nur maximal zwei Variablen möglich. Viele hydrogeologische Prozesse und Systeme sind allerdings so komplex, dass eine Beschreibung nur durch zwei Variablen nicht ausreicht. Aber nur eine Berücksichtigung aller Kennwerte sowie ihrer gegenseitigen Abhängigkeiten erlaubt eine optimale Klassifizierung sowie eine Beurteilung der Zusammenhänge und Genese der verschiedenen Wässer innerhalb eines Gebietes. Deshalb wurden mit den vorhandenen Daten der chemischen Analysen eine Faktorenanalyse und eine Clusteranalyse mit dem Programm SPSS durchgeführt. Das Ziel der Faktorenanalyse ist es, die Anzahl der Variablen auf eine geringere Anzahl von rein formal mathematischen Größen, den sogenannten Faktoren, zu reduzieren (LANGGUTH & VOIGT 1980). Die Clusteranalyse dient der Klassifizierung von Daten in Gruppen (Cluster), mit dem Ziel homogene Gruppen zu identifizieren. Die Ergebnisse des durch Tiefenwasser beeinflussten Sauerbrunnens (Q 6139/1) wurden für diese Art der statistischen Auswertung ausgeschlossen.

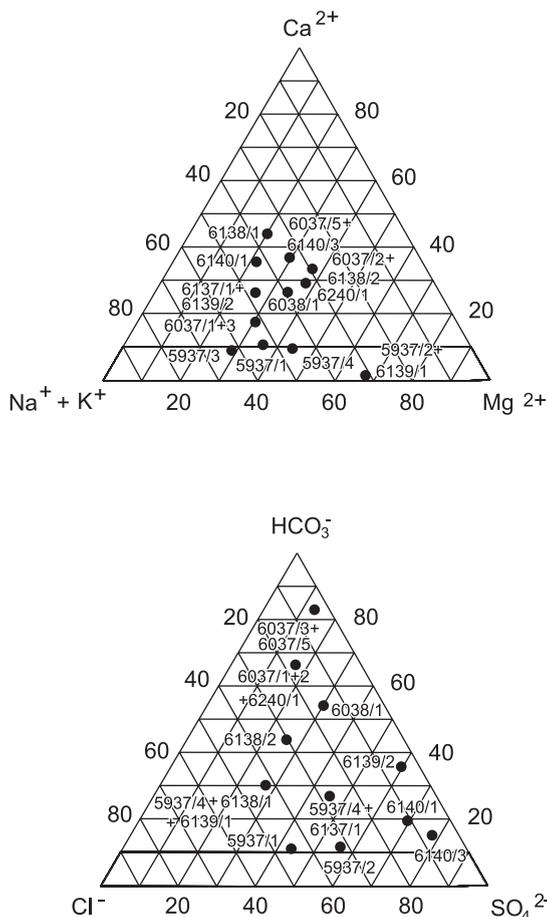


Abb. 5. Dreiecksdiagramme der untersuchten Quellwässer (in mval%).

Bei der Faktorenanalyse wurden sechs Faktoren gebildet, die zusammen ca. 70% der Gesamtvarianz erklären. Als Faktor 1, der den größten Varianzanteil auf sich vereinigt, wurden die Variablen Leitfähigkeit, Natrium, Chlorid, Magnesium, Kalzium, Strontium und Zink zusammengefasst. Die aufgeführten Ionen bilden sozusagen die Hauptgehalte für die Gesamtmineralisation bzw. Leitfähigkeit und ergänzen sich so. Faktor 2 setzt sich aus dem Eisen- und Mangan Gehalt der Proben zusammen, umfasst also den Redox-Zustand des Wassers. Zusätzlich finden sich in diesem Faktor noch Aluminium- und Fluorkonzentrationen wieder. Faktor 3 gibt den Hydrogencarbonatgehalt und den pH-Wert des Wassers an und steht für den Säuregrad des Wassers. Faktor 4 wird gebildet aus den Sulfat- und Bariumgehalten, Faktor 5 aus den Phosphatkonzentrationen und Faktor 6 aus den Borgehalten.

Die Ergebnisse der Clusteranalyse zeigen eine gute Übereinstimmung mit der Faktorenanalyse. Es wurden vier Cluster gebildet. In Cluster 1 wurden alle Proben mit hohen Gesamtkonzentrationen, hohen Hydrogencarbonatgehalten und hohen Sulfat-

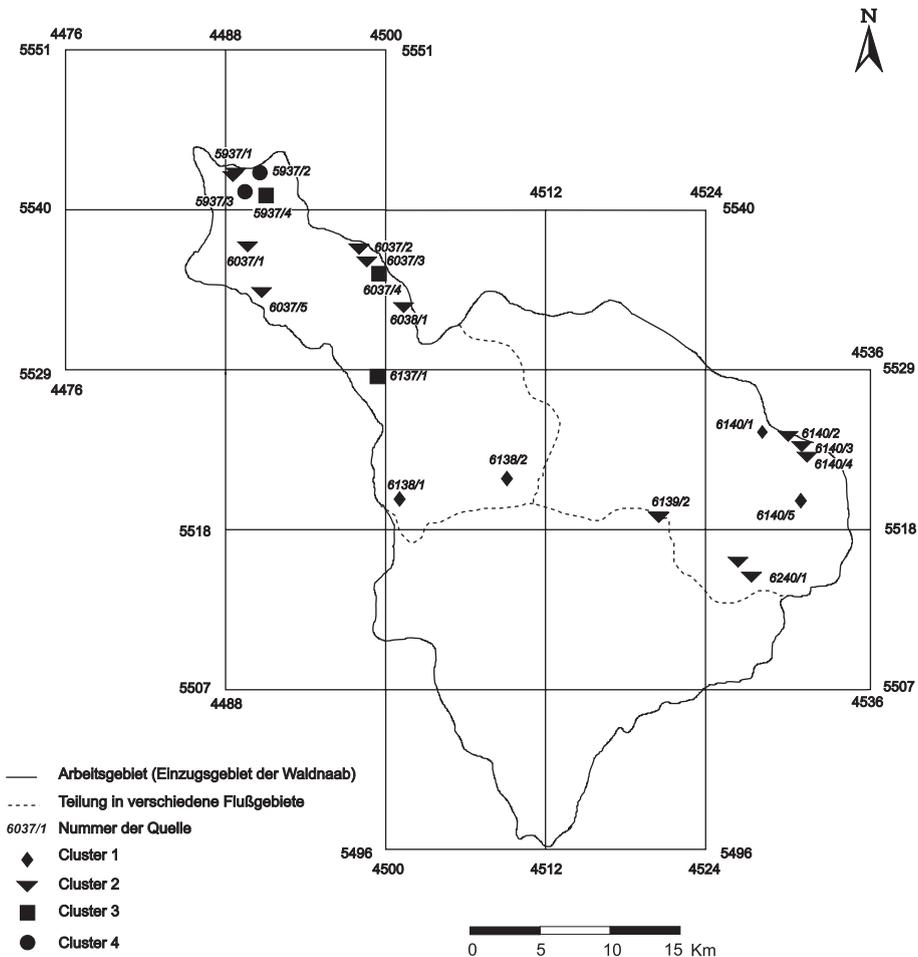


Abb. 6. Darstellung der Clusterzugehörigkeit der Quellen.

werten zusammengefasst. Cluster 2 umfasst die sauren Quellwässer. In Cluster 3 finden sich Proben wieder, die sich durch einen relativ hohen Borgehalt auszeichnen. Cluster 4 schließt die reduzierten Wässer und Proben ein, die durch einen deutlich erhöhten Eisengehalt sowie durch hohe Phosphatkonzentrationen gekennzeichnet sind. Die Zuordnung der verschiedenen Quellen zu den vier Clustern ist graphisch in Abbildung 6 dargestellt. Deutlich erkennt man, dass es sich bei Cluster 2 um saure Quellwässer handelt, die meist Granit- oder Gneisgebieten entspringen und deren Einzugsgebiete hauptsächlich unter Wald liegen. Cluster 1 spiegelt den Einfluss der Landwirtschaft wieder. In diesem Cluster finden sich meist Quellen, die in überwiegend ackerbaulich genutzten Gebieten entspringen und in ihrem Chemismus deutlich diese Einflüsse, z. B. durch die Düngung, wiedergeben. Cluster 3 umfasst die Quellen, die sehr stark anthropogenen Einflüssen ausgesetzt sind. Die Quellen 5937/2 und 5937/3 wurden aufgrund ihrer hohen Eisen- und Mangangehalte in Cluster 4 zusammengefasst. Durch die Einteilung der Cluster wird auch nochmals verdeutlicht, dass kein

wesentlicher jahreszeitlicher Gang der Quellen vorliegt und die jahreszeitlichen Unterschiede als unerheblich angesehen werden können.

7.3. Radiometrische Altersbestimmungen

An 11 ausgewählten Quellen wurden im Mai 1996 Proben für eine radiometrische Altersbestimmung (Tritium-Gehalte und $\delta^{18}\text{O}$ -Werte) entnommen und vom NLFb in Hannover (Prof. Dr. M. GEYH) analysiert. Tabelle 5 gibt einen Überblick über die beprobten Quellen sowie die gemessenen Konzentrationen.

Tritium stellt einen idealen Markierungsstoff für den Wasserkreislauf dar und ist für die Datierung von Wässern von bis zu 150 Jahren mit einer Genauigkeit von $\pm 5\%$ gut geeignet. Die Tritiumgehalte der untersuchten Quellen schwanken zwischen 20,1 TU (Q 6138/1) und $< 1,9$ TU beim Sauerbrunnen (Q 6139/1) bei einer Nachweisgrenze zwischen 1,3 und 1,1 TU. Bei den meisten Quellen liegt der Tritium-Gehalt zwischen 10 und 13 TU. Somit wurde der Verdacht auf die Beeinflussung des Sauerbrunnens durch Tiefenwässer bestätigt. Weniger als 10% des Wassers dieser Quelle wurde nach 1963 neugebildet. Alle anderen Quellen enthalten überwiegend Anteile von Grundwässern, die nach 1963 gebildet wurden (frdl. Mitteilung Prof. Dr. GEYH, NLFb Hannover). Die hohen Tritiumgehalte der Quellen 6138/1, 6140/4 und 6240/1 lassen auf relativ oberflächennahe Grundwässer schließen.

Die Gehalte des stabilen Isotops geben Auskunft über die klimatischen Verhältnisse während der Bildungszeit des Grundwassers und über mögliche Austauschvorgänge zwischen Grundwasser und Gestein bei Tiefenwässern. Für die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der Quellwässer werden in Tabelle 6 die aktuellsten, vorliegenden $\delta^{18}\text{O}$ -Konzentrationen der Niederschläge von benachbarten Stationen zum Vergleich angegeben.

Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der Quellen sind, insgesamt betrachtet, sehr ähnlich und liegen zwischen $-9,87$ und $-10,43$. Vergleicht man diese Konzentrationen nun mit den in den Niederschlägen gemessenen Werten, fällt auf, dass solche niedrigen Konzentrationen nur während des Herbstes und im Winter beobachtet werden können (Temperatur-

Tabelle 5: Überblick über die Tritiumgehalte (TU-Einheiten) und $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der beprobten Quellen

Bezeichnung	TU-Einheiten	d-18-O-Werte
Q 5937/1	11,7 \pm 1,3	-10,16
Q 5937/2	10,8 \pm 1,1	-10,05
Q 6037/1	12,0 \pm 1,2	-10,15
Q 6037/3	13,3 \pm 1,2	- 9,95
Q 6037/5	12,1 \pm 1,2	- 9,87
Q 6038/1	12,7 \pm 1,2	-10,1
Q 6138/1	20,1 \pm 1,3	-10,15
Q 6139/1	$< 1,9$	-10,07
Q 6140/1	13,7 \pm 1,3	- 9,87
Q 6140/4	16,3 \pm 1,2	-10,43
Q 6240/1	17,6 \pm 1,3	- 9,97

effekt). Somit sind die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte ein Hinweis darauf, dass der größte Teil des Grundwassers im Untersuchungsgebiet während der kalten Jahreszeiten im Herbst und Winter gebildet wird.

Tabelle 6: $\delta^{18}\text{O}$ -Konzentrationen der Niederschlägen des Jahres 1993 von benachbarten Stationen (nach dem Netzwerk der International Atomic Energy Agency (IAEA))

Station	Regensburg	Hof
Januar 1993	-7,02	-6,5
Februar 1993	-11,99	-6,21
März 1993	-6,15	-6,24
April 1993	-7,12	-7,41
Mai-1993	-6,21	-5,41
Juni 1993	-6,99	-5,21
Juli 1993	-6,21	-3,87
August 1993	-6,43	-5,61
September 1993	-7,52	-6,47
Oktober 1993	-8,22	-9,98
November 1993	-12,34	-9,23
Dezember 1993	-10,89	-8,03

8. Grundwasserneubildung

Unter Grundwasserneubildung versteht man den Zugang von in den Boden infiltriertem Wasser in den gesättigten Bereich bzw. zum Grundwasser, nach Abzug derjenigen Wassermenge, die durch die Evapotranspiration verbraucht wurde.

Verschiedene Autoren (NATERMANN 1951; SCHRÖDER 1955) gehen von der Annahme aus, dass in Trockenwetterzeiten der gesamte Abfluss ausschließlich aus dem Grundwasser stammt. Deshalb ist für die Abschätzung der Grundwasserneubildung das Mittel der A_u -Spenden wichtig. Für das Jahr 1995 wurde ein A_u -Anteil von 144 mm/a bzw. von $4,9 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$ errechnet. Nach der statistischen Methode von ROTHASCHER (1987) kann für das Untersuchungsgebiet eine mittlere Grundwasserneubildung von $4,9 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$ ermittelt werden. Es fällt auf, dass dieser Wert mit der Grundwasserneubildung, die für das Jahr 1995 aus dem A_u -Anteil berechnet wurde, identisch ist. KÖPF & ROTHASCHER (1980) geben eine mittlere spezifische Grundwasserneubildung von 51 mm/a (entspricht $1,6 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$), bzw. eine mittlere sowie eine niedrigste Grundwasserneubildung von 180 mm/a ($5,7 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$) bzw. 76 mm/a ($2,4 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$) für das Einzugsgebiet der Waldnaab an. SEILER & MÜLLER (1995) unterscheiden bei der Grundwasserneubildung nach dem Ausgangsgestein. Für Granite geben sie Werte von 70 mm/a ($2,2 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$), für Metamorphite 60 mm/a ($1,9 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$) an. Im Arbeitsgebiet konnte aber nur eine geringfügige unterschiedliche Verwitterung der Granite und Metamorphite beobachtet werden, und die relativ konstanten Schüttungen aller Quellen lassen auf einen sehr einheitlichen Grundwasserspeicher mit gleichen hydraulischen Eigenschaften und einer höheren Grundwasserneubildungsrate schließen, als SEILER & MÜLLER (1995) angeben.

9. Grundwasservolumen

Um das Grundwasservolumen für das Einzugsgebiet der Waldnaab abschätzen zu können, benötigt man zuerst Angaben über die nutzbare Porosität des Aquifers. Nach MAROTZ (1968) kann diese nach folgender Gleichung anhand der Durchlässigkeitsbeiwerte ermittelt werden:

$$P^* = 0,462 + 0,045 \ln k_f \quad (\text{Gleichung 1})$$

Dabei bedeuten: P^* = nutzbare Porosität,
 $\ln k_f$ = log normal des k_f -Wertes.

Vergleicht man die ermittelten und verschiedenen k_f -Werte (siehe oben) und setzt sie zu ihrer prozentualen Verteilung im Untersuchungsgebiet in Beziehung, so ergibt sich für das gesamte Einzugsgebiet der Waldnaab ein durchschnittlicher k_f -Wert von 7×10^{-5} m/s. Somit erhält man eine nutzbare Porosität von 0,03 bzw. 3%. Bei einer Gesamtfläche von ca. 975 km² und einer durchschnittlichen Verwitterungstiefe von 30 m errechnet sich so für 1995 ein Grundwasservolumen von 877.500 m³ für das Einzugsgebiet der Waldnaab.

Betrachtet man die Lage der Quellen sowie der aufgelassenen Wasserversorgungsanlagen (Abb. 4 und Tab. 3), so fällt auf, dass sich in einigen Gebieten die Quellaustritte häufen. Das ist zum einen im Osten des Untersuchungsgebietes (TK 25 Blätter 6140 Tirschenreuth und 6240 Flossenbürg) und zum anderen im nordwestlichen Teil, das den Steinwald und das Fichtelgebirge mit einschließt der Fall (TK 25 Blätter 5937 Fichtelberg, 6037 Ebnath und 6038 Waldershof). Im südwestlichen Teil, das von mesozoischen Sedimenten aufgebaut wird, lassen sich so gut wie keine Quellen finden, und es gibt auch keine aufgelassenen Wasserversorgungsanlagen. Dasselbe trifft auf den Bereich um Mitterteich zu, was wahrscheinlich auf die tertiären Sedimente zurückzuführen ist. Auffällig ist auch, dass sich auf den TK 25 Blättern 6138 Erbdorf und 6139 Falkenberg nur vereinzelte Quellen und nur eine einzige ehemalige Wasserversorgungsanlage befinden. Vergleicht man diese Beobachtungen mit den Angaben der Mächtigkeiten der Verwitterung nach HARMENING (1995), so stellt man fest, dass die im östlichen Bereich angetroffene hohe Quelldichte mit einer postulierten hohen Verwitterungsmächtigkeit von teilweise über 50 m korreliert. In diesem Bereich kann also von einem höheren als im Durchschnitt angegeben Grundwasservolumen ausgegangen werden. Von der Stadt Bärnau wurde das auch genutzt und zahlreiche Wasserversorgungsanlagen erschlossen. Für das nordwestliche Untersuchungsgebiet, das den Steinwald und Teile des Fichtelgebirges einschließt, lagen leider keine vergleichbaren Untersuchungen über die Verwitterungszone vor. Trotzdem kann auch in diesem Gebiet davon ausgegangen werden, dass ein höheres Grundwasservolumen als im Durchschnitt vorliegt, so dass dieser Bereich für eine Kleinwasserversorgung gut genutzt werden könnte.

10. Literatur

- BAUER, J., SCHMITT, P., LEHMANN, R & FISCHER-SCHERL, T. (1987): Untersuchungen zur Gewässerversauerung im Modellgebiet Obere Waldnaab (Oberpfälzer Wald, Nord-Ostbayern). - Ber. ANL (Akad. Naturschutz Landschaftspflege) **11**: 139–170, Laufen.
- BREUER, B. (1997): Hydrogeologische Gegebenheiten in der Verwitterungszone im Umfeld der Kontinentalen Tiefbohrung (KTB), Oberpfalz. – Diss. Univ. Erlangen, 190 S., Erlangen.
- DAVIS, S.N. & DE Wiest, R.J.M. (1967): Hydrogeology. – 463 S., New York (John Wiley & Sons).
- DIEPOLDER, G.W. (1995): Schutzfunktion der Grundwasserüberdeckung – Grundlagen, Bewertung, Darstellung in Karten. – GLA Fachberichte **13**: 5–79, München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- DVWK (1994): Bewertung und Auswertung hydrochemischer Grundwasseruntersuchungen. – Materialien 1/1994, 68 S., Bonn.
- HARMENING, H.F. (1995): Ein methodischer Beitrag zur Bilanzierung der Verwitterungsdecke im Umfeld der Kontinentalen Tiefbohrung (Oberpfalz). – Diss. Univ. Erlangen, 264 S., Erlangen.
- HEM, J.D. (1985): Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water. – U.S. Geol. Surv. Water Supply Paper, **2254**, 3. Aufl., 263 S., Washington D.C..
- HINRICHS, C.U. (1987): Bericht zur hydrogeologischen Untersuchung der Luisenquelle in Bad Alexandersbad im Fichtelgebirge. – Dipl.-Arb. Univ. Erlangen, Teil II, 67 S., Erlangen. – [unpubl.]
- HÖLL, K. (1968): Untersuchung, Beurteilung und Aufarbeitung vom Wasser. – 592 S., Berlin (Walter de Gruyter).
- KELLER, G. (1969): Angewandte Hydrogeologie. – 411 S., Hamburg (Wasser und Boden).
- KÖPF, E. & ROTHASCHER, A. (1980): Das natürliche Grundwasserangebot in Bayern im Vergleich zu den Hauptkomponenten des Wasserkreislaufes. – Schr.-R. Bayer. L.-Amt Wasserwirtsch. **13**: 1–14, München.
- LANGGUTH, H.R. & VOIGT, R. (1980): Hydrogeologische Methoden. – 486 S., Berlin (Springer).
- MAROTZ, G. (1968): Technische Grundlagen einer Wasserspeicherung im natürlichen Untergrund. – Schr.-R. KWK, **18**: 228 S., Hamburg.
- MATTHESS, G. (1964): Grundwasserneubildung, Abflußpenden bei Niedrigwasser. – Wasserwirtschaftlicher Rahmenplan Weschnitz. – S. 74–77, Wiesbaden (Hess. Min. Landwirtsch. Forsten, Abt. Wasserwirtsch.).
- MATTHESS, G. (1990): Die Beschaffenheit des Grundwassers. – Lehrbuch der Hydrogeologie, Bd. 2. – 2. Aufl., 498 S., Berlin-Stuttgart (Borntraeger).
- MATTHESS, G. & UBELL, K. (1983): Allgemeine Hydrogeologie – Grundwasserhaushalt. Lehrbuch der Hydrogeologie, Bd. 1. – 438 S., Berlin-Stuttgart (Borntraeger).
- NATERMANN, E. (1951): Die Linie des langfristigen Grundwassers (AuL) und die Trockenwetterabflußlinie (TWL). – Die Wasserwirtschaft, Sonderh.: Vorträge gewässerkdl. Tagung München, Sept. 1950, 12–14, München.
- ROTHASCHER, A. (1987): Die Grundwasserneubildung in Bayern – Berechnet aus den Niedrigwasserabflüssen der oberirdischen Gewässer. – 86 S., Inf.-Ber. Bayer. L.-Amt Wasserwirtsch., München (Bayer. L.-Amt Wasserwirtsch.).
- SEILER, K.P. & MÜLLER, K. (1995): Grundwasserneubildung und Grundwasserumsatzräume im Kristallin des Bayerischen Waldes. – Dt. Gewässerkdl. Mitt., **6**: 194–199, Koblenz.
- SCHRÖDER, G. (1955): Die Grundwasserreserven der Flußgebiete. – Bes. Mitt. deutsch.gewässerkdl. Jb., **13**: 30 S., Koblenz.

WILHELM, F. (1956): Physikalische-chemische Untersuchungen an Quellen in den bayerischen Alpen und im Alpenvorland. – Münchner Geograph. H., **10**: 97 S., Regensburg.

Manuskript bei der Redaktion eingegangen am 20. 3. 2002.

Zur Erdgeschichte und Morphogenese des Tertiärs in Nordostbayern

Von GERD LÜTTIG

Schlüsselworte: Tertiär – Morphogenese – Nordostbayern – Stratigraphie

Kurzfassung: Bekanntermaßen leidet die stratigraphische und morphogenetische Bearbeitung vieler Regionen, was das Tertiär anbelangt, an dem Mangel durchgehender lithologischer Überlieferung. Genaue und verlässliche Beschreibungen sind vor allem in Gebirgsregionen, in denen zu dieser Zeit Abtragung vorherrschte, daher zumeist Mangelware. Das gilt auch für Nordostbayern, für das der Forschungsstand beschrieben wird.

Remarks on geohistory and morphogenesis of the Tertiary of Northeast Bavaria

Keywords: Tertiary system – morphogenetical research – NE-Bavaria – stratigraphy

Abstract: It is well known that stratigraphical and morphogenetical research concerning the Tertiary is complicated by a lack of continuous lithological record in many regions. Therefore, exact and reliable descriptions are absent in most cases, especially in mountain regions which have been subject to erosion. This is true for Northeast Bavaria to a high extent. The state of the art of research is given.

Inhalt

1. Einleitung	203
2. Entwicklung der Tertiärstratigraphie	204
3. Vorbemerkung zur regionalen Stratigraphie	206
4. Regionale Stratigraphie	206
5. K/Ar-Datierungen.	209
6. Regionale stratigraphische Entwicklung	210
7. Schlussbemerkung	212
8. Literatur	212

1. Einleitung

Erinnert werden muss am Anfang dieser Betrachtung an folgendes: Stratigraphie wird der Teil der Geowissenschaften genannt, welcher die Aufeinanderfolge der Gesteinsschichten beschreibt. Geochronologie ist hingegen jener Teil der – alle Geozitfragen umfassenden – Erdgeschichte, mit welchem versucht wird, die Zeitfolge durch Sonnenalters-Ansprachen zu stützen, d.h. in die Stratigraphie ein Zeitraster einzuziehen. Von Chronostratigraphie wird gesprochen, wenn man Beginn und Ende

Anschrift des Verfassers: Prof. em. Dr. GERD LÜTTIG, Universität Erlangen-Nürnberg, Lehrstuhl für Angewandte Geologie, Wittinger Str. 126, 29233 Celle.

der Bildung bestimmter Gesteinshorizonte chronologisch markieren kann: Der Vergleich mit der Sanduhr ist hier hilfreich; die absolute Zeit beginnt mit der Drehung des Glases und endet mit der Füllung; der Sand ist die chronostratigraphische Einheit.

Diese banal klingende Einleitung ist notwendig, weil wir wissenschaftsgeschichtlich in einer Zeit leben, in welcher in dem begrüßenswerten multidisziplinären „Approach“ an erdgeschichtliche Fragen immer mehr Fachkollegen das Wort ergreifen, die keine stratigraphische Vorbildung genossen haben. Wichtig ist auch, diesen liebenswerten Fachgenossen zu sagen, dass Orthostratigraphie bedeutet, den Rat der Biostratigraphen, wo immer es möglich ist, heranzuziehen.

An bestimmten Eigentümlichkeiten der Erdgeschichte der jüngeren Systeme, etwa von der Wende Kreide/Tertiär ab, liegt es nun, dass orthostratigraphisches Vorgehen dort ein frommer Wunsch bleibt. Während wir noch im Jura und der Kreide davon ausgehen können, fossilführende Schichtenfolgen, v. a. im marinen Milieu, zu finden, in denen die Zeit mehr oder minder vollkommen überliefert wird, die Sanduhr gewissermaßen ununterbrochen gelaufen ist – weshalb man zu Standardisierung der erdgeschichtlichen Abschnitte der Stratotypen und der stratigraphischen Grenzen auch derartige marine Faziesgebiete bevorzugt –, ist das Känozoikum eine Ära, in welcher man fortlaufende Profile nahezu vergeblich sucht.

Es ist keine Übertreibung, wenn der Verfasser hierfür das Wort von der „Stratigraphie“ als der „Kunst des Umgangs mit der Lücke“ gebraucht hat (LÜTTIG 1986). Die die Zeit überliefernden Gesteinsfolgen sind, wenn überhaupt vorhanden, nur solche, die kurze Ausschnitte der Erdgeschichte überliefern. In manchen Gegenden der Erde sind Gesteinsschichten des Tertiärs und Quartärs überhaupt nicht vorhanden.

Es ist z. B. wissenschaftsgeschichtlich besonders bemerkenswert, dass für das Pleistozän, dem man jetzt eine Dauer von rd. 1,8 ma zuspricht, nur die relativ kurzen Vereisungsphasen als Basis der Definition der stratigraphischen Einheit „Eiszeitalter“ Pate gestanden haben. Am Anfang waren das nur die vor den Gletschern der Alpen oder in der Norddeutschen Tiefebene herumliegenden Findlinge der Geschiebemergelbänke; man muss aber dazu wissen, dass die eigentliche glaziäre Fazies im weichseleiszeitlichen Moränengebiet Norddeutschlands nur rund 10 000 Jahre repräsentiert, während das gesamte Weichsel-Thermomer sicherlich mehr als 70 000 Jahre umfasst. In den meisten Gebieten der Erde ist diese namengebende glaziäre Fazies überhaupt nicht vorhanden.

2. Entwicklung der Tertiärstratigraphie

Was das Tertiär anbelangt, so ist von einer kompletten Überlieferung nirgendwo zu sprechen. Wer dieser Feststellung mit der Bemerkung, es gäbe doch Tiefseeregionen, in denen mit beständiger Sedimentation zu rechnen sei – ein Fall, den es ebenso wenig gibt –, widerspricht, muss bedenken, dass uns die Überlieferung in der Tiefsee nichts nutzt, weil wir die dort „machbare“ Stratigraphie nicht „an Land tragen“ können. Die heutigen Kontinente waren aber während des Tertiärs i. w. schon konfiguriert.

Dazu kommt, dass die Tertiärstratigraphie als eine Art Molluskenstratigraphie begonnen und in einzelnen Sedimentbecken aufgestellt worden ist, wie dem Pariser, Londoner, Belgischen Becken, in denen man molluskenreiche, die Zeit wenigstens kurzzeitig, aber nie vollständig überliefernde Schichtfolgen fand, deren Fossilinhalt man miteinander und gegenüber der heutigen Fauna vergleichen konnte (DESHAYES

1830). Je mehr ausgestorbene Gattungen und Arten vorkamen, umso ältere erdgeschichtliche Abschnitte mussten vorliegen. So sind die Begriffe Pliozän (= die Epoche mit wenigen lebenden Arten), Miozän, Oligozän, Eozän und Paläozän (= die älteste tertiäre Epoche; es heißt im übrigen überhaupt nicht Pal-eozän!) entstanden.

Im Übrigen erfolgte die Einstufung im Wesentlichen in Art einer Auswertung von Fossil-Aufsammlungen von bestimmten Fundorten; die Bearbeitung erfolgte in der Regel in Forschungsinstituten und Museen durch einige wenige, international renommierte Fachgenossen. Die Bevorzugung dieser rein paläozoologischen Museumsstratigraphie hat in der Frühphase der Tertiärstratigraphie zu folgender Vorgehensweise geführt: Fossil-Aufsammlungen, z. T. wahllos an einträglichen Fossilfundpunkten ohne Beachtung der geologischen Profile vorgenommen, wurden an den genannten Forschungsstätten von den dort ansässigen Gelehrten bearbeitet, die Arten bestimmt, das Ergebnis mit dem anderer Fundpunkte verglichen und nach dem o. g. Prinzip, das trefflich aus den MAYER-EYMARSchen Arbeiten hervorgeht (1858 u. f.), stratigraphisch eingestuft. Da nun aber an den einzelnen Fundstellen nur bestimmte erdgeschichtliche Zeitabschnitte überliefert sind, entstand auf diese Weise ein sich aus Sprüngen von Sedimentbecken zu Becken zusammengesetztes System, eine gestückelte Skala. Nur wenige Regionen verbindende Horizonte wie z. B. der eozäne Nummulitenkalk oder der oligozäne Septarienton lieferten fest in das Gerüst einziehbare Balken.

Die moderne Stratigraphie des Känozoikums bemüht sich, mit diesem Saltationsprinzip aufzuräumen; das hat zur Folge gehabt, dass bestimmte Tertiärstufen, wie z. B. das Helveticum (RUTSCH 1958), das mit dem Immihubl bei Bern einen unkompletten Stratotyp aufweist, eingezogen wurden, und auch die schärfere Unterscheidung zwischen brauchbaren und unbrauchbaren Typusregionen – letzteres z. B. für das Paratethys-Faziesgebiet zutreffend – hat einen wesentlichen Fortschritt gebracht. Das Heranziehen anderer Fossilgemeinschaften als nur der Mollusken, wie z. B. des Nannoplankton oder der Pollen und Sporen, hat bei der Saltationsvermeidung weitergeholfen.

Allerdings entstand durch die Heranziehung anderer Fossilgemeinschaften eine neue Schwierigkeit: Sedimentfolgen, die mittels Mollusken stratigraphisch definiert waren, wurden nicht – wie sich das für eine stratigraphische Korrelation erster Ordnung gehört – mit an anderen Orten mittels der gleichen Fossilgruppe definierten Schichten korreliert, sondern es wurden an Punkt A nach der Methode a definierte Schichten mit solchen an Punkt B nach der Methode b bestimmten Horizonten korreliert (Korrelierung 2. Ordnung). Die Folge waren Übertragungen von Namen, wie z. B. Burdigal oder Torton, in fremde Regionen und Sinninhaltsverdrehungen mit verheerenden Folgen. Der Ausweg, der von einigen Kollegen gewählt wurde, z. B. mit einer eigenen Vertebraten- oder Sporenstratigraphie zu arbeiten, ist keine Lösung gewesen, v. a. war dieses Vorgehen dann unvorteilhaft, wenn sich die unterschiedlichen Schulen, z. B. von Palynologen nicht einigen konnten.

Sinnvoll ist es daher, dann, wenn eine stratigraphische Korrelation 1. Ordnung nicht möglich ist, z. B. nicht den Begriff Tortonium – was klare internationale Definition mit Hilfe der Befunde am *stratum typicum* bedeutet – zu verwenden, sondern von oberem Miozän o. ä. zu sprechen.

Heute sind längst nicht alle derartigen Missbildungen beseitigt. Hinzu kommt, dass durch die bereits erwähnte Beteiligung von Nichtfachleuten am Stratigraphie-Dialog sich schwer ausrottbare Fehler fortpflanzen. So werden immer noch unzulässige oder unscharfe Begriffe gebraucht (z. B. „Pannon“, „Pont“, „Villafranchium“, verhängnis-

voll sind v. a. „Piacentium“ und „Astium“ – das sind reine Faziesbegriffe – oder „Mittelplozän“ – das ist nirgendwo definiert oder definierbar!). Oder aber, es wird Stratigraphie in Art eines Zeit-Abzählverfahrens, quer durch lithostratigraphische Einheiten, vorgenommen.

Man kann nicht oft genug Bemühungen unterstützen, in größeren Sedimentationsräumen wie dem Nordseebecken durch Einsatz multipler stratigraphischer Betrachtungen eine moderne Denkweise einzuführen, wie das in TOBIENS (1986) Monographie des Tertiärs des Nordseebeckens erkennbar ist.

3. Vorbemerkung zur regionalen Stratigraphie

Diese wissenschaftsphilosophischen Vorbemerkungen sind eine unerlässliche Erklärungshilfe für die Erörterung der in der Überschrift angekündigten Sachfragen.

Grundsätzlich ist zu sagen, dass Nordostbayern in Bezug auf die Probleme der Erdgeschichte des Tertiärs, v. a. auch der Morphogenese, geradezu einen Extremfall darstellt. Das Gebiet ist seit Jahrmillionen weitgehend Abtragungsraum. In großen Flächen treten prätertiäre Festgesteine an die Oberfläche. Sie sind von Vorgängen einer gebietsweise tiefgründigen Verwitterung und Bodenbildung betroffen. Die durch junge Hebung akzelebrierte tertiäre Abtragung hat zur Bildung klastischer Umlagerungsprodukte geführt, die biostratigraphisch kaum aussprechbar sind. Quartäre Kongelifraktion, Kryoturbation und periglaziäre Umlagerungen haben weitgehend undatierbaren Schutt hinzugeliefert. Die morphogenetische Entwicklung ist ex loco nicht erklärbar, die quartäre Flussentwicklung unaufgeklärt. Biostratigraphisch datierbare känozoische Bildungen sind Mangelware (bzw. die richtigen Möglichkeiten zur Datierung wurden bisher noch nicht genutzt). Zu Sedimentations-Überlieferungslücken gesellen sich Kenntnislücken.

Für einen Orthostratigraphen ist eine solche Region wenigstens, was ihre känozoischen Charakteristika betrifft, Anlass zum Gutenachtsagen. Man könnte der Meinung folgen, sie müsste – erkenntnistheoretisch gesehen – links liegen gelassen werden.

Das wäre jedoch ein großer Fehler, denn große Teile dieses Teiles der Lithosphäre sind, vom Gesichtswinkel der angewandten Geologie her gesehen, von außerordentlicher praktischer Wichtigkeit, sei es aus wasserwirtschaftlichen Gesichtspunkten (die Zersatzzone als Aquifer, vgl. HARMENING 1995) oder als geotechnische Einheiten (Baugrund, Bodenstandort, Deponieraum). Angewandte Geologie ist aber ohne Kenntnis der Erdgeschichte, der Faziesentwicklung, der Verbreitung geologischer Körper und der Böden, der morphographischen Gestaltung und der Grundlagen des Lithos für die Vegetation eine Farce.

4. Regionale Stratigraphie

Mit Eifer, geognostischer Akribie und großem Aufwand an Technik und Geist hat eine Zahl von geowissenschaftlichen Praktikern und Denkern den Umgang mit der lückenhaften Erdgeschichte dieses Raumes gesucht.

Wichtigstes Prärequisit war die geologische Kartierung, gewissenhaft durchgeführt seit VON GÜMBEL (1868, 1879), über WURM (1933, 1961), bis STETTNER (1992) und andere. STETTNER'S Name leuchtet über allen.

Das Relief und seine Genese, v.a. was die Flachformen anbelangt, die das „Alte Gebirge“ auszeichnen, sind Gegenstand sophistizierter Betrachtungen gewesen. W. PENCK (1924), der hier die Piedmonttreppen-Theorie entwickelte, A. THAUER (1954) mit seinen ersten Reliefenergiekarten-Versuchen sind hier neben BÜDEL (1957, 1977), WIRTHMANN (1961), LOUIS (1984) und anderen zu nennen. Die Ergebnisse sind widersprüchlich, trotz großen Sprachgeschicks in mehreren Arbeiten fehlt die Schärfe und Zuverlässigkeit der Beschreibung der Geländebeobachtungen. Deutungen waren oft sehr rasch zur Stelle. Vielfach lassen sich Beschreibungen nicht nachprüfen. Sicher scheint nur zu sein, dass die zur Ansprache „Altes Gebirge“ führenden Verebnungen nicht auf einen einzigen sondern mehrphasige Vorgänge zurückzuführen sind.

Wichtig aber ist die Erkenntnis einiger Geomorphologen, dass die Betrachtung der alten Flachformenreste mit einer Differenzierung der Paläoboden-Typen einhergehen sollte (WIRTHMANN 1961; KÖRBER & ZECH 1984); hier wurden die verdienstvollen Vorarbeiten von HARROSSOWITZ (1926) und KEILHACK (1930) über die nordwest-böhmischen Laterite aufgegriffen. Ihre zeitlich-pedofazielle Beziehung zu den auf den Flachformen und in den tertiären Beckenfüllungen verbreiteten Kaolinbildungen ist noch nicht einvernehmlich geklärt.

Von einer systematischen topographischen Klassifikation der Geländeeinheiten kann nicht gesprochen werden. HARMENING (1995) hat dazu methodische Möglichkeiten aufgezeigt, z.B. durch Verwendung des Göttinger automatisch-kartographischen Programms SARA (KÖTHE & LEHMEIER 1993). Diese exakte Reliefbeschreibung sollte allen geomorphologischen Erörterungen zugrunde gelegt werden (LÜTTIG 1996).

Von einer allen Ansprüchen gerecht werdenden Aufklärung der Flussgeschichte kann keine Rede sein. Ansätze dazu betreffen lediglich den Gebirgsrand, und zwar im Zusammenhang mit alten Flussschottern des alten Maines (EMMERT 1953; U. MÜLLER 1981) und des in die Naab reichenden Entwässerungssystems (KALLOGIANNIDIS 1981).

Die biostratigraphisch verwendbaren Aufschlüsse und Gruben, welche v.a. für die Datierung der Beckenfüllungen und der Flachformen wichtig wären, lassen sich an den Fingern einer Hand abzählen. Es handelt sich ausschließlich um Braunkohlenvorkommen, an denen eine paläobotanische Einstufung möglich wäre. Bearbeitungen, die modernen Anforderungen standhalten, fehlen jedoch. Die Einstufungsversuche ähneln kriminalistischen Bemühungen um ungeklärte Verbrechensfälle.

Im einzelnen handelt es sich um folgende Lokationen:

1) Inzwischen aufgelassenes Bergbaurevier von Pilgramsreuth-Zottenwies. Hier liegen relativ geringmächtige Braunkohlen-Flöze mit geringer horizontaler Ausdehnung, auf denen Untertagebergbau umgegangen ist (BRAND 1954). Die Kohle liegt im Hangenden eines Phyllitzuges, der weiter nördlich, in der Grube Weidermann, von deutlicher Lateritisierung betroffen und von einem Kaolinhorizont bedeckt, abgeschlossen ist. Wichtig ist, dass die Kaolinfolge auf dem Laterit liegt, der offenkundig Zeuge einer älteren, vermutlich paläogenen Verwitterung ist. Die Pilgramsreuther Kohle selbst wird von Basalten durchschlagen (WAHNIG 1985), und über beide streicht in +620 m NN eine – mithin postbasaltische – Flachform hinweg, die mit großer Wahrscheinlichkeit dem gleichen Verebnungssystem angehört, welches auf dem Schlossberg SE von Schirnding die Basalte überstreicht. Diese postbasaltische Verebnung ist auch im Gebiet des Steinwaldes erkennbar und, wie BISCHOFF (1993) und PETEREK (1994) richtig vermuten, tektonisch in unterschiedliche Höhe versetzt.

Für die Braunkohle nahmen WURM (1933) und BRAND (1954) obermiozänes Alter an, ohne dass dieses ex loco bewiesen werden kann. Dieser Annahme kann man zustimmen, von einer exakten stratigraphischen Begründung kann aber nicht die Rede sein.

2) Braunkohle „bei der Sattlerin“. Es handelt sich um ein kleines Vorkommen südlich des Großen Teichelbergs. Von der ehemaligen Untertageerkundung sind nur noch Spuren erkennbar. Nach den von WAHNIG (1985) interpretierten Aufschluss- und Bohrprofilen ist die Kohle z. T. tektonisch verstellt. Sie wird von Basalten durchschlagen, die zu dem Eruptionsgebiet des Großen Teichelberges gehören. Die Basalte und liegenden Tuffe dieser Basaltdecke liegen nach MAYR (1990) der kaolinitischen Tonserie auf, in die die Sattlerin-Kohle gehört und die südöstlich davon in tieferem Niveau, möglicherweise an einer Abschiebung versetzt, z. Zt. noch in der in Verfüllung befindlichen Grube Frankengrün aufgeschlossen ist und sich in das Mitterteicher Becken fortsetzt. Dort war in der Grube an der Steinmühle ebenfalls noch (unter Basalten liegende) Braunkohle aufgeschlossen.

Flachformreste in rd. +670 m NN, die mit großer Wahrscheinlichkeit zu dem unter 1) beschriebenen System gehören, streichen über Kohle und Basalt hinweg.

Von der Kohle „bei der Sattlerin“ wurden nur zwei Pollenspektren hergestellt, die nach U. REIN (1958, auch zitiert in: WURM, 1961) ein Rheinisches Pollenbild geliefert haben. Da das Rheinische Hauptbraunkohlenflöz nach der modernen stratigraphischen Ansprache dem Mittel- bis Obermiozän entspricht, dürfte durch den REINschen Befund die schon von WURM (1961) vorgenommene Einstufung als Obermiozän untermauert sein. Für den Basalt bedeutet das, dass er ein obermiozänes Höchstalzer besitzt, für die postbasaltische Verebnung dürfte als Bildungszeitraum der Grenzbereich Miozän/Pliozän infrage kommen.

3) Braunkohle von Schirnding: Diese z. T. noch in der Tongrube von Schirnding aufgeschlossene Kohle ist bisher noch nie paläobotanisch untersucht sondern lediglich – unter der Annahme von Zeitgleichheit – mit der Kohle von Klausen bei Seußlen verglichen worden. Die weitere Erörterung soll sich daher auf Klausen beziehen.

4) Die alte Braunkohlengrube Klausen taucht in der Literatur mehrfach auf, allein, man muss leider konstatieren, dass sowohl die bergmännische Beschreibung als auch die biostratigraphische Bearbeitung es notwendig machen, die Angaben z. T. wie Rätsel zu behandeln. Zum einen lässt die Deutung einer Bohrung, deren Profil 70 m mächtige Kohle ergeben haben soll, den Schluss zu, dass sich diese Bohrung in einem aufgeschleppten Flügel des Flözes befand; eine derartige Mächtigkeit ist angesichts des geognostischen Befundes (z. B. unveröff. Kartierung durch H.-R. VON GAERTNER VON 1937) mit Sicherheit unwahr.

Die an der Kohle vorgenommenen Einstufungsversuche beschränken sich auf paläobotanische, die Angaben in der Literatur sind wirr und widersprüchlich. Treffend hat JUNG (in: LOUIS 1984) beschrieben, wie er in kriminalistischer Feinarbeit an verschiedenen Orten aufgespürtes Material neu deuten musste. Die älteren Deutungsversuche als Oberoligozän sind heute nicht mehr relevant, sie waren in den 30er Jahren folgend weitgehend durch KIRCHHEIMER (1937) „Mastixoideen-Axiom“ beeinflusst. Bekannt ist, dass KIRCHHEIMER von der inzwischen widerlegten Auffassung ausging, Mastixoideen führende Kohlen seien grundsätzlich als Oberoligozän einzustufen, wie das an der Bitterfelder Flözserie des Weißelsterbeckens auch noch von GOTHAN, PICARD & THIERGART (1940) dargestellt und von KRUTZSCH (1992) und anderen bestätigt wurde.

Der Verfasser hat mit seinem alten Freund FRANZ KIRCHHEIMER über dieses Thema ausführlich diskutieren können, und es ist keine Nichtachtung dieses universellen Geistes, wenn gesagt wird, dass KIRCHHEIMER in seinen letzten Jahren seine alte Idee selbst aufgegeben hat. Die von KNOBLOCH (1989) unternommenen Versuche, auch durch Korrelation mit der Kohle von Schwandorf-Rauberweiher und anderen paläobotanischen Befunden in Mähren und im Pannonischen Becken ein höheres Alter zu retten, waren insgesamt nicht dienlich, sie sind aus mehrererlei Gründen, deren ausführliche Erörterung sich hier verbietet, nicht haltbar.

Wenn Klausen Schwandorf zeitlich entspricht, dann muss die in Schwandorf durch JUNG vorgenommene Einstufung greifen, die i. w. für ein mittel- bis obermiozänes Alter spricht.

Dieser Deutung kommen auch die Pollenanalysen von U. REIN (1958) entgegen. Diese umständliche Diskussion wäre unnötig, wenn – was längst überfällig ist – inzwischen einmal diese Zweifel ausschaltende Bearbeitungen, entweder von Bohrungen in Klausen oder des Flözes von Schirnding in einer modernen palynologischen Weise, und zwar von Profilen und nicht von Einzelproben, durchgeführt worden wären.

Einstweilen spricht nichts gegen die Auffassung, dass die Klausener Kohle der von „der Sattlerin“ zeitlich entspricht, d. h. ebenfalls mittel- bis obermiozänen Alters ist. Allen übrigen Altersangaben – das betrifft v. a. die von WURM (1933) angegebenen Einzelfunde im Raume Wunsiedel, Waldershof und das merkwürdige, von BADER & STETTNER (1988) als Basaltschlotfüllung betrachtete Kohlenvorkommen von Ziegelhütten bei Siegritz, Blatt Erbdorf, 6138 – sind lediglich auf Grund von mehr oder minder gut begründeten Rückschlüssen getroffene Vermutungen.

Was bleibt, ist ein dürftiges Häufchen von biostratigraphischen Anhaltspunkten.

5. K/Ar-Datierungen

Diese auch von anderen Forschern als misslich empfundene Beweislage hat naturgemäß andere Datierungswege favorisiert. Es muss, bevor diese erörtert werden, in aller Striktheit darauf hingewiesen werden, dass es sich dabei um zwar verdienstvolle Bemühungen, nicht aber um echte stratigraphische Arbeiten handelt.

Das trifft v. a. für die sogenannten geochronologischen Datierungen auf dem Wege über die K/Ar-Bestimmungen zu. Bemerkenswert sind hierzu die Versuche von TODT & LIPPOLT (1975) und LIPPOLT (1981) an Basalten. Um es kurz zu machen, sei gesagt, dass diese Datierungen an dem Mangel leiden, dass sie

- an Basaltgesamtgesteinsproben vorgenommen wurden, ein Weg, der heute als obsolet gilt, da die Anfälligkeit basaltischer Gesteine für postmagmatische Veränderungen (und seien sie noch so klein) zu groß ist, als dass sich dieses nicht auf den Argonhaushalt durch Verlust oder Zugewinn auswirken könnte.
- Zudem wiesen die untersuchten Vulkanite einen Luftargonanteil von bis zu 70 % auf und
- die Bestimmungen erfolgten an verschiedenen Aliquoten.
- Die Gefahr, dass das Vorhandensein von Restargon die Datierungen verfälscht hat, ist groß.

Diese Fehlergrenzen wurden um 1975 noch nicht hoch genug eingeschätzt; die genannten Autoren sind jedoch selbst die Vorreiter zur Aufgabe dieser Verfahrensweise gewesen.

Das Fatale an dieser Sache ist jedoch, dass v. a. einige Geologen bekanntermaßen einen Hang zur Hinnahme von Zahlen als Gottesurteile besitzen, wofür die Kollegen von der Geophysik nicht verantwortlich zu machen sind. Die TODT & LIPPOLT-Datierungen werden mithin unzulässigerweise fortgeschleppt und als Basis für stratigraphische Einstufungen verwendet.

Das ist insofern gefährlich, als die genannten Autoren an 21 Proben von Basalten Alter bestimmten, die zwischen 19,2 und 23,8 ma (Fehlergrenzen sind dabei nicht berücksichtigt) liegen. Wären diese Datierungen richtig, so müsste von einer vulkanischen Phase in Nordostbayern gesprochen werden, die etwa dem Aquitan entspricht.

Das ist aber, wie an anderer Stelle gezeigt werden wird, mit Sicherheit unrichtig; die Alter sind um rund 10 ma zu hoch (LÜTTIG 1996).

Zu dieser von den Geophysikern ungewollten Verwirrung kommt eine Fehlinterpretation der an den z. T. gleichen Proben vorgenommenen paläomagnetischen Messungen (REFAI 1961; POHL & SOFFEL 1977 usw.). Es gibt dazu auf Geologenseite Äußerungen, die paläomagnetischen Ergebnisse würden die K/Ar-Datierungen bestätigen. Das ist völlig verkehrt. Die Paläomagnetik liefert keine absoluten Alter, sondern sie gibt Hinweise auf die Magnetisierung der Gesteine. Im vorliegenden Falle gehören die Basalte drei Gruppen, zwei mit negativer und eine mit positiver Magnetisierung an. Wenn TODT & LIPPOLTS (1975) Datierungen richtig wären, so würden sich die Probenalter auf 4–5 ma verteilen, und es wäre von zwei Umklappeffekten zu sprechen, einem bei ca. 20 ma, einem zweiten bei rd. 23 ma. Im für die Basaltalter infrage kommenden Oberoligozän bis Neogen kennen wir aber ca. 40–50 Umklapp-Ereignisse, und es ist ohne weiteres denkbar, dass die Proben zeitlich nach oben, vielleicht auch nach unten gerückt werden müssen. Die Paläomagnetiker selbst haben zum Alter direkt kein einziges Wort gesagt.

Eine dritte Möglichkeit zur Fehlinterpretation ist durch die Publikationen von Spaltspurenbestimmungen entstanden (BISCHOFF 1991; BISCHOFF, SEMMEL & WAGNER 1993). Für Nordostbayern wird anhand dieser Bestimmungen eine Aussage zur Frage der känozoischen Verstellung des Alten Gebirges getroffen. Danach ist eine partiell unterschiedliche, aber bemerkenswerte Hebung anzunehmen.

Diese Interpretationen erscheinen als durchaus akzeptabel, es ist aber nicht gängig, von ihnen eine direkte stratigraphische Relevanz abzuleiten. Das haben die Bearbeiter selbst auch nie behauptet.

6. Regionale stratigraphische Entwicklung

Aus alledem ergibt sich ein äußerst betrübliches Bild von den Möglichkeiten, die stratigraphische und morphogenetische Entwicklung Nordostbayerns anders als mit einem Bild zu beschreiben, das über das Niveau zwar interessanter, aber zugleich phantasiebetonter Naturschilderung nicht hinausreicht. Hier muss mehr getan und geforscht werden, und in erster Linie ist dazu die Biostratigraphie gefragt.

Man kann nach Auffassung des Verfassers, der dazu an anderer Stelle noch das Wort führen wird, – mit Vorbehalten – den Gang der Erdgeschichte Nordostbayerns in knapper Form wie folgt darstellen:

- Kreide und ältestes Tertiär waren durch intensive Abtragung und Verwitterung unter tropischen Verhältnissen gekennzeichnet. Im südwestlichen Vorland des Alten Gebirges liegen Reste einer lateritischen Verwitterung in Form der Farberden vom Typ Amberg-Pommelsbrunn in Karsttaschen bereits im Liegenden der Oberkreidetransgression.
- Dem System der i. w. paläogenen Verwitterung dürfte die tiefgründige „Saprolith“-Bildung auf dem Alten Gebirge entsprechen, die durch zahlreiche Bohrungen in der Oberpfalz und im Fichtelgebirge (z. B. Wasserbohrungen der Stadtwerke Wunsiedel) und in Aufschlüssen (lateritisierte Phyllite der Grube Weidemann, Bl. Waldershof; Tongrube von Seedorf im Raume von Waldsassen, Laterit-Verwitterung nach KEILHACK 1930, im Egerland) belegt ist. Sie mit der präeozyänen (vormals von PHILIPPI, 1910, als präoligozän bezeichneten) Verebnung und Bodenbildung Ostthüringens (VON FREYBERG 1923) und des südlichen Weißelsterbeckens im Liegenden der Zeitzer Kohle gleichzusetzen, liegt nahe.
- Die mit dem mitteleozänen Meeresspiegelhochstand (Lutet-Transgression) zusammenhängende Braunkohlenbildung im Räume Zeitz-Geiseltal-Helmstedt ist nicht in den weiter als Abtragungs- und Zersatzgebiet fungierenden Mittelgebirgen bekannt, so dass dort keine stratigraphisch verwertbaren Marken vorhanden sind.
- Gleiches gilt für den nächsten großen tertiären Meeresspiegelhochstand, der durch den Rupelton und seine sandige Begleitfazies in weiten Teilen West- und Mitteleuropas, bis hin nach Schlesien, dokumentiert ist. Das paläogene Feucht-Tropenklima hatte sein Ende gefunden. Die Regression im Chattium und die Kohlebildungsphase im obersten Oligozän ist der erste stratigraphisch erkennbare Abschnitt, zwar ausschließlich in der Peripherie Nordostbayerns (Nordwestböhmen, Raum Leipzig-Bitterfeld, Nordhessen-Südhanover). Früheste basaltische Eruptionen in der Region Komotau kündigten die große spätorogene Vulkanitperiode am N-Rande der alpidischen Deformationszone an. Diese mitteleuropäische und auch in den rheinischen Unterflözen erkennbare humide Phase ging im Untermiozän zu Ende.
- Das höhere Untermiozän und tiefere Mittelmiozän waren durch eine zweite, nunmehr wechselfeucht tropische und kaolinitische Zersatz-, Abtragungs- und Umlagerungsphase gekennzeichnet. Hierhin dürfte das zweite der im Alten Gebirge feststellbaren Flachformensysteme zu stellen sein. Dieser Phase möchte der Verfasser dem Großteil der Feinklastika des Mitterteicher Beckens, die Kaolinitisierungserscheinungen im Hangenden der Laterite von Waldershof-Waldsassen, die Sekundärkaoline von der Schmelitz/Tirschenreuth zuordnen. In Niederhessen-Südhanover gehören der größte Teil der Quarzsande, in NW-Sachsen Bitterfelder Deckton und die zugehörige Sandschüttung in diese Phase.
- Oberes Mittel- und Obermiozän sind, durch Fernwirkung mit der Zweiten Mediterranphase NEUMAYRS (1890) zusammenhängend, die in der Tortontransgression gipfelt, durch die Braunkohlenbildungen des Rheinischen Reviers, die

Lausitzer Flöze, die nordwestböhmischen Kohlen, die Kohlen von Wackersdorf und Rauberweiher, Schirnding, Klausen, Zottenwies, an der Sattlerin repräsentiert.

- Spätorogene Vulkanite basaltischen Typs durchschlugen in der Oberpfalz, den Haßbergen, der Rhön, Nordhessen-Südniedersachsen in der Zeit des obersten Miozäns bis unteren Pliozäns diese jüngere Braunkohlenserie. Spätere Nachklänge der Eruptionen reichten bis ins Quartär hinein (Kammerbühl und Eisenbühl im Egerland, Triebendorf, HARMENING & LÜTTIG 1996).
- Ein intrapliozänes Flachformensystem, mit Bodenbildungen vom Typ der roten Mediterranböden verbunden, überstreicht die Basalte. Lokal verschneidet es sich mit den älteren beiden Flachformen, so im Ostharz und Thüringen. In dem seit dem Paläogen phasenweise noch aufsteigenden Alten Gebirge sind diese Flachformen gebietsweise an Störungen verstellt, die den Untergrund in einzelne Blöcke zerlegt und ihm ein Schollenmosaik aufgeprägt haben.
- Im höheren Pliozän begann, abzulesen an z. Zt. noch nicht eindeutig einstuftbaren, an mehreren Stellen beobachtbaren quarzreichen, mit Sicherheit präquartären Schottern, sich das heutige Flusssystem auszubilden. Auf die vielgestaltige und komplizierte Landschaftsgeschichte während des Quartärs lediglich hinzuweisen, soll nicht als Nichtachtung dieses wichtigen Teils der Erdgeschichte aufgefasst werden; der Verfasser darf es sich wohl erlauben, mit „seinem“ stratigraphischen System in diesem Zusammenhang so kursorisch umzugehen.

7. Schlussbemerkung

Das Vorgesagte ist nichts weiter als der Versuch einer Problemordnung und eine Arbeitshypothese, welche der Nachprüfung, und Bestätigung oder der Richtigstellung bedarf. Der Verfasser hofft, dass durch diese kritische Betrachtung ein Anfang für eine vertiefte und fundierte Neubearbeitung des nordostbayerischen Känozoikums gemacht worden ist.

8. Literatur

- BADER, K. & STETTNER, G.: (1988): Geophysikalische Untersuchungen des Bayerischen Geologischen Landesamtes im Umfeld der KTB-Bohrung Oberpfalz. – KTB Rep., **88-12**: 19–28, Hannover.
- BISCHOFF, R.: (1991): Geomorphologie und Spaltspurdatering. Erste Untersuchungen aus dem Umfeld der Kontinentalen Tiefbohrung bei Windischeschenbach/Oberpfalz. – Freib. geogr. H. **33**: 131–144, Freiburg.
- BISCHOFF, R.: (1993): Morphotektonische Entwicklung des Steinwaldgebietes (NE-Bayern) – Ergebnisse von Apatit-Spaltspuranalysen. – *Geologica Bavarica*, **98**: 97–117, München.
- BISCHOFF, R., SEMMEL, A. & WAGNER, G.A.: (1993): Fission-track analysis and geomorphology in the surroundings of the drill site of the German Continental Deep Drilling Project (KTB)/Northeast Bavaria. – *Z. Geomorph. n. F. Suppl.-Bd.* **92**: 127–143, Berlin, Stuttgart.
- BRAND, H. (1954): Lagerstättenkunde einiger Braunkohlenbecken des Fichtelgebirges. – *Erl. geol. Abh.* **9**: 3–44, Erlangen.
- BUDEL, J.: (1957): Grundzüge der klimamorphologischen Entwicklung Frankens. – *Würzb. geogr. Arb.* **4/5**: 5–46, Würzburg.

- BUDEL, J.: (1977): Klima-Geomorphologie. – 304 S., Berlin, Stuttgart (Borntraeger).
- DESHAYES, G. P.: (1830): Tableau comparatif des especes de coquilles vivantes avec les especes de coquilles fossiles des terrains tertiaires de l'Europe etc. – Bull. Soc. géol. France, **1**: 185–187, Paris.
- EMMERT, U.: (1953): Ein Beitrag zur Flußgeschichte des Frankenwaldes und seines Vorlandes im Bereich des Kartenblattes Stadtsteinach. – Geol. Bl. NO-Bayern **3**: 36–42, Erlangen.
- FREYBERG, B. V.: (1923): Die tertiären Landoberflächen in Thüringen. – Fortschr. Geol. Paläont. **2**, 6: 1–76, Berlin.
- GOTHAN, W., PICARD, E. & THIERGRAF, F. (1940): Das geologische Alter der Bitterfelder und Lausitzer Kohlen. – Braunkohle **39**: 51–56, Halle a. S..
- GÜMBEL, C. W. (1868): Geognostische Beschreibung des Ostbayerischen Grenzgebirges. – 968 S., Gotha (Perthes).
- GÜMBEL, C. W. VON (1879): Geognostische Beschreibung des Fichtelgebirges. – 698 S., Gotha (Perthes).
- HARMENING, H. F.: (1995): Ein methodischer Beitrag zur Bilanzierung der Verwitterungsdecken im Umfeld der Kontinentalen Tiefbohrung (Oberpfalz). – Diss. Univ. Erlangen, 262 S., Erlangen.
- HARMENING, H. F. & LÜTTIG, G. W.: (1998): Quartärer Vulkanismus in der Oberpfalz. – Geol. Bl. NO-Bayern, **48**: 51–70, Erlangen.
- HARRASSOWITZ, H.: (1926): Laterit. – Fortschr. Geol. Paläont. **4**, 14: 253–516, Berlin (Borntraeger).
- KALOGIANNIDIS, K.: (1981): Geologische Untersuchungen zur Flußgeschichte der Naab (NO-Bayern). – Sonderveröff. geol. Inst. Köln **40**: 1–201, Köln.
- KEILHACK, K.: (1930): Lateritische Verwitterungsbildungen auf der präoligozänen vogtländisch-erzgebirgischen Festebene im Untergrund von Franzensbad i. Böhmen. – Z. dt. geol. Ges. **82**: 368–374, Berlin.
- KIRCHHEIMER, F.: (1937): Grundzüge einer Pflanzenkunde der deutschen Braunkohlen. – 153 S., Halle a. S. (Knapp).
- KNOBLOCH, E. (1989): Die biostratigraphische Stellung der tertiären Blattfloren von Seussen und Wackersdorf. – Doc. natur., **55**: 79–89, München.
- KÖRBER, E. & ZECH, W. (1984): Zur Kenntnis tertiärer Verwitterungsreste und Sedimente in der Oberpfalz und ihrer Umgebung. – Relief, Boden, Paläoklima, **3**: 67–150, Berlin, Stuttgart.
- KÖTHE, R. & LEHMEIER, F. (1993): SARA – Ein System zur Automatischen Relief-Analyse. – Standort, Z. angew. Geogr., **4**: 11–21, Bochum.
- KRUTZSCH, W.: (1992): Paläobotanische Klimagliederung des Alttertiärs (Mittelozeän bis Oberoligozän) in Mitteldeutschland. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **186**, 1/2: 137–253, Stuttgart.
- LIPPOLT, H. J.: (1982): K/Ar Age Determinations and the Correlation of Tertiary Volcanic Activity in Central Europe. – Geol. Jb. (D), **52**: 113–135, Hannover.
- LOUIS, H.: (1984): Zur Reliefentwicklung der Oberpfalz. – Relief – Boden – Klima, **3**: 1–66, Berlin, Stuttgart (Borntraeger).
- LÜTTIG, G. W.: (1986): Vorwort des Herausgebers: Das Nordseebecken im Tertiär als Region optimaler erdgeschichtlicher Überlieferung. – Beitr. reg. Geol. d. Erde **18**: IX–XV, Berlin, Stuttgart (Borntraeger).
- LÜTTIG, G. W. (1998): Zum Alter der jungen Vulkanite in NE-Bayern (und Umgebung). – Geol. Bl. NO-Bayern, **48**: 21–50, Erlangen.
- MAYER, K. (1858): Versuch einer neuen Klassifikation der Tertiärgesteine Europas. – Verb. allg. Schweiz. Ges. Naturwiss., **42**: 165–198, Trogen.

- MAYR, A. (1990): Geologie und Geochemie der Basalte des Großen Teichelberges, des Hirschantanzes und der Zinster Kuppe der Oberpfalz. – Dipl.-Arb. TU München, 117 S., Garching. – [unveröff.]
- MÜLLER, U.G.: (1981): Die Schotter im Vorland von Frankenwald und Fichtelgebirge unter besonderer Berücksichtigung der Kieselschiefergerölle. – Diss Univ. Köln, 125 S., Köln.
- NEUMAYR, M. (1890): Erdgeschichte. – 2. Beschreibende Geologie. – 880 S., Leipzig, Wien.
- PENCK, W. (1924): Die morphologische Analyse. – Geogr. Abh., **2**, 2: 283 S., Stuttgart.
- PETEREK, A. (1994): Postvariskische Tektonik in Nordostbayern („Fränkische Linie“). – Kurzfass. Votr. Gedenkkoll. BRUNO VON FREYBERG, 2 S., Steinach /Thür.
- PHILIPPI, E. (1910): Über die präoligozäne Landoberfläche in Thüringen. – Z. dt. geol. Ges., **62**: 305–404, Berlin.
- POHL, J. & SOFFEL, H. (1977): Palaeomagnetic and rock magnetic investigations of Tertiary volcanics in Northern Bavaria. – J. Geophys., **42**: 459–474, Berlin.
- REFAI, E. (1961): Magnetic anomalies and magnetization of basalts in the area around Kemnath (Opf.). – Z. Geophys. **27**: 175–187, Würzburg.
- REIN, U. (1958): Pollenanalytische Untersuchung von Braunkohlenproben aus dem Fichtelgebirge. – Unveröff. Ber. 01. 08. 1958, 3 S., Krefeld (Geol. L.- Amt. NRW). – [zitiert in WURM 1961]
- RUTSCH, R.F. (1958): Das Typusprofil des Helvetian. – Eclogae geol. helvet. **51**, 1: 107–118, Basel.
- STETTNER, G. (1992): Geologie im Umfeld der Kontinentalen Tiefbohrung Oberpfalz. – 240 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- THAUER, W. (1954): Morphologische Studien im Frankenwald und Frankenwaldvorland. – Mitt.-fränk. geogr. Ges., **1**: 1–232, Erlangen.
- TOBIEN, H. (1986): Nordwestdeutschland im Tertiär. – Beitr. Reg. Geol. d. Erde, **18**: 763 S. Berlin, Stuttgart (Borntraeger).
- TODT, W. & LIPPOLT, H.-J. (1975): K-Ar-Altersbestimmungen an Vulkaniten bekannter paläomagnetischer Feldrichtung, I. Oberpfalz und Oberfranken. – J. Geophys. **41**: 43–61, Berlin.
- WAHNIG, R. (1985): Zur Kenntnis der Braunkohlenlagerstätten auf Blatt Waldershof (GK 25 Nr. 6038) in der Oberpfalz. – Geol. Bl. NO-Bayern **34/35**: 637–654, Erlangen.
- WIRTHMANN, A. (1961): Zur Geomorphologie der nördlichen Oberpfälzer Senke. – Würzb. geogr. Arb. **9**: 1–41, Würzburg.
- WURM, A. (1933): Morphologisch-tektonische Untersuchungen im Fichtelgebirge und Oberpfälzer Wald. – N. Jb. Mineral. etc., **69**: 257–291, Stuttgart.
- WURM, A. (1961): Geologie von Bayern: Frankenwald, Münchberger Gneismasse, Fichtelgebirge, Nördlicher Oberpfälzer Wald. – 555 S., Berlin (Borntraeger).

Manuskript bei der Redaktion eingegangen am 16. 4. 2002, bei der Vorredaktion am 1. 3. 1996.

Die Forschungsbohrung Bayerhof – die Erkundung eines tertiären Maars im Steinwald, Oberpfalz (NE-Bayern)

Von JOHANN ROHRMÜLLER

Mit 4 Abbildungen

Schlüsselworte: Bohrung, Maar, Tertiäre Seesedimente, NE-Bayern

Kurzfassung: Im Herbst 2000 wurde durch die Forschungsbohrung Bayerhof ein Tertiär-vorkommen im Südtteil des Steinwaldes (Bl. 6138 Erbendorf) erkundet. In dieser 178 m tiefen Bohrung wurde ein bisher einmaliges Profil für den nordostbayerischen Raum mit Seesedimen-ten und Vulkaniten erbohrt. Nach dem bisherigen Kenntnisstand kann die Kratergenese im Zusam-menhang mit vulkanischen Aktivitäten im Zeitraum oberes Oligozän/unteres Miozän als eine Maarbildung betrachtet werden.

The investigation drill hole Bayerhof – the ascertainment of a Tertiary maar in the Steinwald, Upper Palatinate (NE-Bavaria)

Keywords: Drill hole, maar, Tertiary lake sediments, NE-Bavaria

Abstract: For the investigation of Tertiary sediments in the southern Steinwald (NE-Bavaria) the drill hole Bayerhof was done. This 178 m drill hole yield to an unique sediment profile with lake sediments and volcanics. The small sediment filled crater seems to be a former Tertiary maar.

Inhalt

1. Einleitung	215
2. Bohrprofil.....	216
3. Deutung der Struktur	219
4. Weitere Untersuchungen.....	220
5. Literatur	220

1. Einleitung

Im Südtteil des Steinwaldes, ca. 4 km NE Erbendorf, existiert ein isoliertes Vorkom-men von Tertiärsedimenten umgeben von Granit (Abb. 1). Dieses Tertiärvorkommen bei Ziegelhütte SW Friedenfels umfasst nur eine Fläche von ca. 0,25 km². Nach GÜMBEL (1868) sind in die tonigen Sedimente von Bayerhof bei Thumsenreuth Braunkohlelagen und Tuffe eingeschaltet. Daneben beschreibt er zwischen bituminösen Tonlagen eine erdige Harzmasse, die er Euosmit nannte. Die Braunkohlelagen zeigten schwankende

Anschrift des Verfassers: Dr. JOHANN ROHRMÜLLER, Bayerisches Geologisches Landesamt, Außenstelle Marktredwitz, Leopoldstr. 30, 95615 Marktredwitz (E-Mail: johann.rohrmueller@gla.bayern.de).

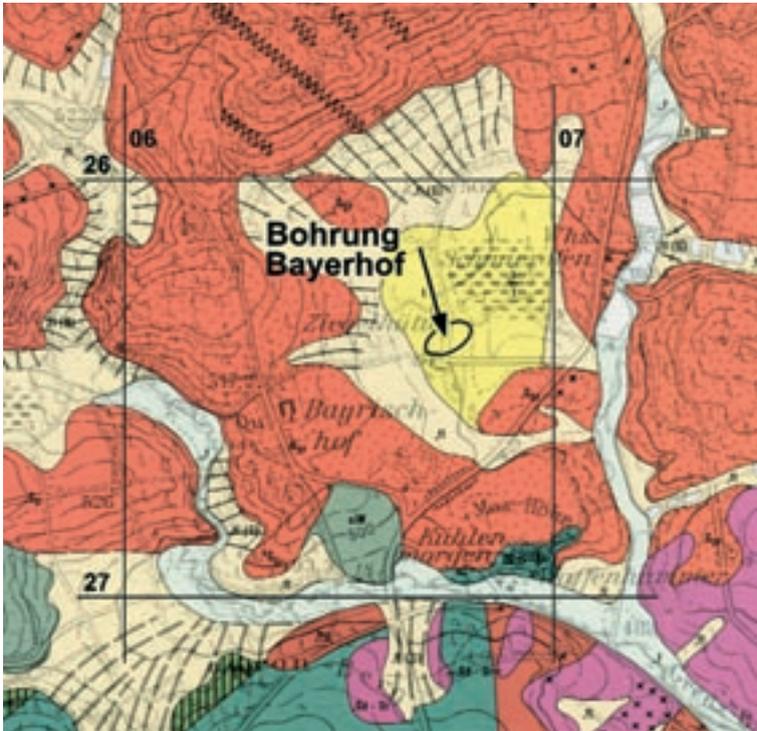


Abb. 1. Geologische Karte mit dem isolierten Tertiärvorkommen bei Ziegelhütte (gelb) im Südteil des Steinwaldgranites (rot). Ausschnitt aus der GK 50 KTB-Umfeld.

Mächtigkeit von 0,5 bis 2,3 m und wurden hauptsächlich zwischen 1838 und 1877 abgebaut. Letzte Abbaueversuche wurden um 1920 beschrieben (BAYERISCHES OBERBERGAMT 1924). Dieses Tertiärvorkommen wird als flache „Granitmulde“ betrachtet.

Erste Hinweise auf eine größere Tiefenerstreckung dieser Tertiärsedimente bei Ziegelhütte/Bayerhof lieferten refraktionsseismische Messungen und geoelektrische Tiefensondierungen (Abb. 2). Es wurde „eine 120 m tiefe Depression im Felsuntergrund“ (BADER et al. 1988) nachgewiesen. Ein genetischer Zusammenhang für diese Muldenform mit dem tertiären Vulkanismus wurde jedoch wegen konzeptioneller stratigraphischer Ansichten verneint.

2. Bohrprofil

Durch die Forschungsbohrung Bayerhof im Herbst 2000 wurde dieses Tertiärvorkommen näher erkundet. In dieser 178 m tiefen Bohrung wurde ein bisher einmaliges Profil für den nordostbayerischen Raum erbohrt. Es handelt sich dabei um eine Abfolge bestehend aus Braunkohlelagen, laminierten Seesedimenten mit Turbidit- und Debrisflow-Lagen, Vulkanoklastika und sandig bis feinkiesigen Lockersedimenten aus Granitdetritus (Abb. 3). Die Bohrung musste leider bei 178 m wegen technischer Probleme eingestellt werden.

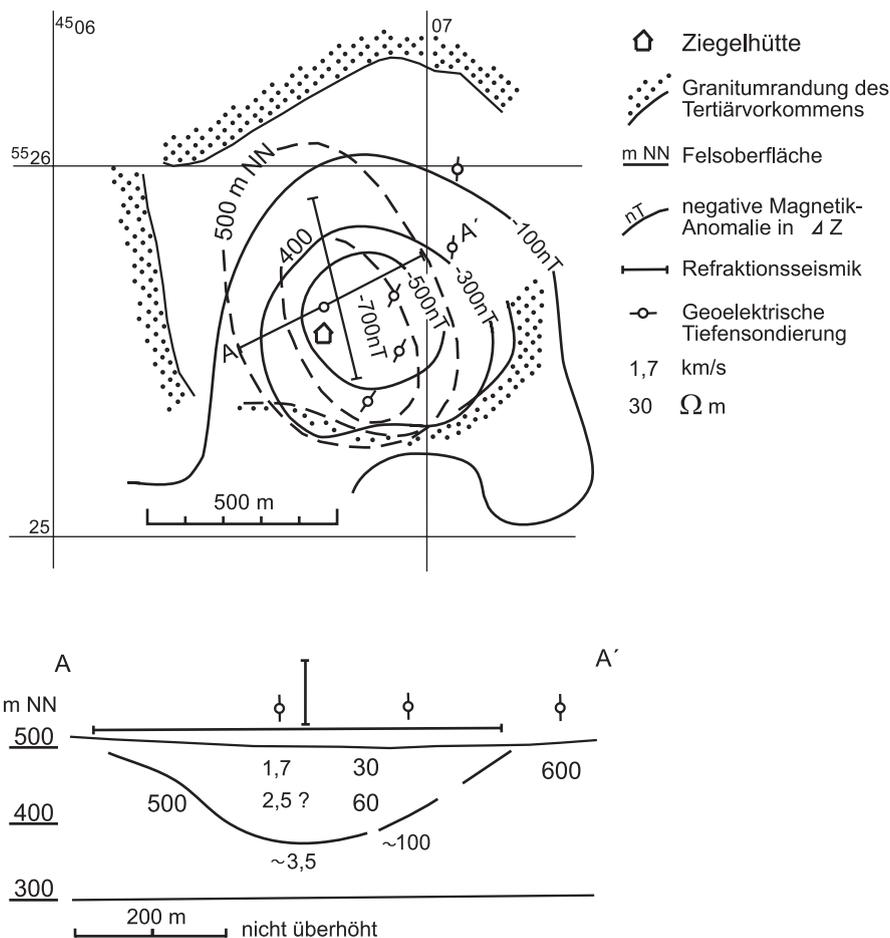


Abb. 2. Lage und Profilschnitt durch das Tertiärvorkommen bei Bayerhof aufgrund refraktionsseismischer Messungen und geoelektrischer Tiefensondierungen im Bereich der negativen Magnetikanomalie (aus BADER et al. 1988).

Das Bohrprofil zeigt von 0 bis 3,5 m einen lehmigen Diamikt, darunter folgt bis 12 m Braunkohle mit Holzrelikten, von 12 bis 36,2 m folgen Vulkanoklastika mit Holzresten und Nebengesteinsfragmenten (Granit) sowie einer Braunkohleinschaltung. Zwischen 36,2 und 157,5 m dominieren feingeschichtete Seesedimente in die Turbidit- und Debrisflow-Lagen sowie Tufflagen eingelagert sind. In diesem Profilteil existieren auch immer wieder Braunkohlelagen und Lagen mit vielen Pflanzenresten (Abb. 4). Nach einem 40 cm Kernstück Kristallinbreccie folgt bis zur Endtiefe bei 178 m locker gelagerter Sand bis Feinkies aus Granitdetritus mit schluffigen bis tonigen Zwischenlagen.

In den feinlaminierten Sedimenten treten Diatomeen-führende Lagen auf. In den dunklen Lagen kommen Pflanzenreste, Blätter und Samenkapsel vor. Calcit-führende Lagen (Seekreide ?) sind ebenfalls anzutreffen. Eine Besonderheit stellen bis über 4 cm im Durchmesser große, grüne bis schwarzgrüne Anapaitknollen dar. Diese intern radialstrahlig aufgebauten Kristallaggregate sind im Sediment neu gebildet wor-



Abb. 3. Profil der Forschungsbohrung Bayerhof.

den. Der Nachweis, dass es sich um Anapait ($\text{Ca}_2\text{Fe}(\text{PO}_4)_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$) handelt, erfolgte dankenswerterweise durch Dr. RAST, Bayerisches Geologisches Landesamt, mittels Röntgendiffraktometrie. In den Vulkanoklastika sind mehrfach inkohlte Holzreste eingeschaltet.

Die K-Ar-Datierungen der Vulkanite (magnetisch separiert und geätzt) liefern Alterswerte zwischen 21,7 und 23,3 Millionen Jahren (ROHRMÜLLER & HORN 2003). Mit Einbeziehung der Fehlergrenzen ist eine stratigraphische Einstufung ins unterste Miozän bzw. oberstes Oligozän möglich.



Abb. 4. Laminierte Seesedimente der Forschungsbohrung Bayerhof mit Blattrest.

3. Deutung der Struktur

Das 178 m tiefe Bohrprofil mit Vulkaniten, Seesedimenten und umgelagerten Granitdetritus in diesem Tertiärvorkommen in Verbindung mit dem kartierten Oberflächenabziss von ca. 400 × 500 m belegen eine kraterförmige Struktur. Wobei noch darauf hingewiesen werden muss, dass die Basis der Struktur mit dieser Bohrung nicht erbohrt wurde. Diese kraterförmige Struktur ist mit Sedimenten und Vulkaniten aufgefüllt worden. Hinweise über den Tiefgang dieser Struktur liefern gravimetrische Untersuchungen (GABRIEL 2003) und Auswertungen der Datensätzen Mächtigkeit und seismische Geschwindigkeit der Verwitterungsschicht, der ISO-Seismik 89 (WIEDERHOLD 2003). Die Struktur Bayerhof besitzt eine negative Schwereanomalie. Die Datenauswertung der gravimetrischen Messungen mit Störkörpermodellierung lässt auf eine maximale Tiefe der Struktur von 215 m schließen (GABRIEL 2003).

Für die Entstehung dieser kraterförmigen Struktur kommen zwei Möglichkeiten in Betracht, entweder als Maar oder als Impakt. Hinweise für eine Bildung als Impaktkrater wurden nach den sedimentpetrographischen Untersuchungen nicht gefunden (Hochdruckmodifikationen von Quarz, geschockte Minerale, etc.). Das Bohrprofil, das Alter der Vulkanite und das geologische Umfeld mit vielen weiteren tertiären Vulkaniten spricht für eine Kratergenese im Zusammenhang mit vulkanischen Aktivitäten als Maar.

Die Entstehung eines Maarkraters wird durch eine unterirdische, aber oberflächennahe Explosion verursacht. In einem Schlot aufdringendes heißes Magma kommt in Kontakt mit Grundwasser. Durch das plötzliche Aufheizen des Wasser entsteht Wasserdampf. Diese extreme Volumenzunahme verursacht die Explosion. Die dadurch entstehenden Explosionstrichter sind die Maare. Wenn die magmatische

Aktivität anhält, kann ein solcher Krater durch Vulkanite aufgefüllt werden. Wenn hingegen keine größere weitere vulkanische Aktivität in dieser Struktur erfolgt, kann sich ein See bilden, der über viele tausende von Jahren aufgefüllt wird (z. B. Maarseen der Eifel). Ein solcher Maarsee hatte sich bei dieser Struktur Bayerhof gebildet.

Die Ergebnisse dieser Bohrung liefern auch neue Arbeitsansätze für die Entstehung anderer kleiner Tertiärbecken in Nordostbayern. Möglicherweise sind die über 50 m mächtigen Vorkommen bei Seußen/Klausen, Zottenwies/Schindellohe und Oberteich ebenfalls mit einem Maar in Verbindung zu bringen.

4. Weitere Untersuchungen

Durch das Institut für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben Hannover wurden bohrlochgeophysikalische Untersuchungen durchgeführt (WONIK 2003). Zusätzlich erfolgte eine Datensichtung der im Rahmen der KTB durchgeführten 3-D Seismik ISO89 hinsichtlich der Mächtigkeit der Verwitterungsschicht für das Zielgebiet der Bohrung Bayerhof (WIEDERHOLD 2003). Die dadurch gewonnene Datenauswertung liefert für das Tertiärvorkommen bei Ziegelhütte eine kraterförmige Struktur. Ferner wurden gravimetrische Messungen zur Erkundung dieser Struktur durchgeführt (GABRIEL 2003). An den Vulkaniten wurden K-Ar-Altersdatierungen durchgeführt (ROHRMÜLLER & HORN 2003). Pollenuntersuchungen an Sedimentproben wurden in die Wege geleitet. Weitere Untersuchungen laufen noch.

5. Literatur

- BADER, K. & STETTNER, G. (1988): Geophysikalische Untersuchungen des Bayerischen Geologischen Landesamtes im Umfeld der KTB-Bohrung Oberpfalz. – KTB-Report, **88** (12): 19–28, Hannover.
- BAYERISCHES OBERBERGAMT (1924): Die nutzbaren Mineralien, Gesteine und Erden Bayerns, Bd. I: Frankenwald, Fichtelgebirge und Bayerischer Wald. – 219 S., München (Oldenbourg, Piloty & Loehle).
- GABRIEL, G. (2003): Lokale gravimetrische Untersuchungen in der Oberpfalz zum Nachweis von Maar-Vorkommen. – *Geologica Bavarica*, **107**: 231–234, München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- GÜMBEL, C., W. VON (1868): Geognostische Beschreibung des Ostbayerischen Grenzgebirges oder des Bayerischen und Oberpfälzer Waldgebirges. – 968 S., Gotha (Perthes).
- ROHRMÜLLER, J. & HORN, P. (2003): Ergebnisse der K-Ar-Datierung einer basaltischen Tuffbreccie aus der Bohrung Bayerhof und von Basalten des Umfeldes. – *Geologica Bavarica*, **107**: 227–229, München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- WIEDERHOLD, H. (2003): Hinweise auf mächtige Tertiärablagerungen in den Daten der Integrierten Seismik Oberpfalz 1989 (ISO '89). – *Geologica Bavarica*, **107**: 153–157, München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- WONIK, T. (2003): Geophysikalische Messungen in der Forschungsbohrung Bayerhof. – *Geologica Bavarica*, **107**: 221–226, München (Bayer. Geol. L.-Amt).

Geophysikalische Messungen in der Forschungsbohrung Bayerhof

Von THOMAS WONIK

Mit 1 Abbildung

Schlüsselworte: Bohrlochmessungen – gesteinsphysikalische Eigenschaften – Seesedimente – Urananomalie

Kurzfassung: Geophysikalische Messungen in der Forschungsbohrung Bayerhof bestätigen die lithostratigraphische und strukturelle Gliederung der tertiären Abfolge aus Torf- bzw. Braunkohlelagen und laminierten Seesedimenten. Im Bereich der Seesedimente fallen neben den für Maare typischen geringen Dichten, magnetischen Suszeptibilitäten und seismischen Geschwindigkeiten die mit der Tiefe ansteigenden hohen Urangelhalte mit Anomalien von bis zu 60 ppm auf.

Downhole logs in the research borehole Bayerhof

Keywords: Downhole logs – petrophysical properties – lake sediments – uranium anomaly

Abstract: The downhole logs in the Bayerhof borehole confirm the lithostratigraphical and structural division into peat, brown coal, and laminated lake sediments of this Tertiary sequence. The sea sediments show low density, magnetic susceptibility and seismic velocity values typically for maars. In this sediments also a high uranium content level with anomalies up to 60 ppm were observed.

Die Apparatur und die Sonden, die bei den geophysikalischen Messungen in der 178 m tiefen Forschungsbohrung Bayerhof eingesetzt wurden, sind ausführlich von WONIK & SALGE (2000) und WONIK & BÜCKER (2000) beschrieben worden. Zusammen mit einer vereinfachten Lithologie sind alle Bohrlochmessungen in Abbildung 1 dargestellt. Die Bohrung war in einer Tiefe von 166 m zugefallen, so dass das Bohrloch tiefste mit den Sonden nicht erreicht werden konnte. Oberhalb von 32 m befand sich zum Zeitpunkt der Messungen (9.–12. 11. 2000) ein Standrohr aus Stahl, so dass hier nur einige physikalische Parameter messbar waren. Bei der Darstellung der Ergebnisse der Spektral-Gamma Ray-Sonde (Gammastrahlung (GR), Uran- (U), Kalium- (K) und Thoriumgehalt (Th)) muss außerdem berücksichtigt werden, dass durch das während der Messung zusätzlich zum Standrohr bis in eine Tiefe von 152 m vorhandene Bohrgestänge die Werte stark gedämpft wurden: Oberhalb von 32 m um einen Faktor von ca. 1,7 sowie zwischen 32 m und 152 m Tiefe um ca. 1,3.

Die Neigung der Bohrung ist über den gesamten Teufenbereich kleiner als 2°, der Bohrungsverlauf ist damit mehr oder weniger vertikal. Die Abweichung der Bohrung von ihrem Ansatzpunkt beträgt in 164 m Tiefe nur 2,8 m in Richtung E.

Anschrift des Verfassers: Dr. THOMAS WONIK, Institut für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben (GGA), Stilleweg 2, 30655 Hannover (E-Mail: wonik@gga-hannover.de).

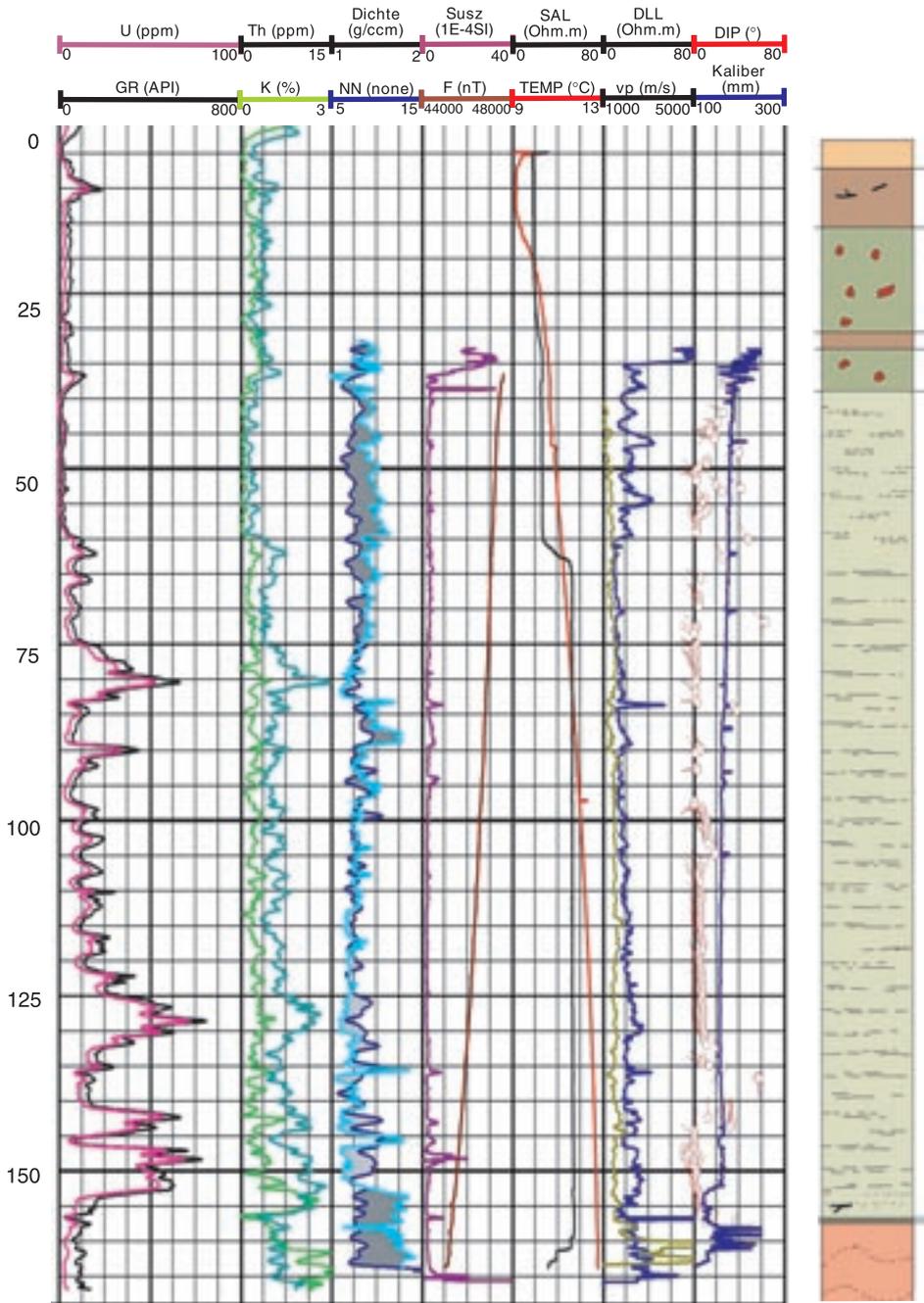


Abb. 1. Zusammenstellung der Ergebnisse der Bohrlochmessungen in der Forschungsbohrung Bayerhof.

Von links nach rechts sind dargestellt:

GR (0–800 API): Gamma Ray;

U (0–100 ppm): Urangehalt; K (0–3 %): Kaliumgehalt; Th (0–15 ppm): Thoriumgehalt;

Dichte ($1-2 \text{ g/cm}^3 = 1000-2000 \text{ kg/m}^3$): Gesteinsdichte;
 NN (unkalibriert): Porosität (nach rechts zunehmend);
 Susz ($0-40 \cdot 10^{-4} \text{ SI}$), magnetische Suszeptibilität;
 F (44000–48000 nT): Totalintensität des Erdmagnetfeldes;
 SAL: (0–80 Ωm): Salinität der Spülung;
 TEMP (9–13 °C): Temperatur der Spülung;
 vp (1000–5000 m/s): seismische Intervallgeschwindigkeit;
 DLL (0–80 Ωm): spezifischer elektrischer Formationswiderstand;
 DIP (0°–80°): Richtung (Strich) und Einfallen (Punkt) von Strukturen in der Bohrlochwand;
 Kaliber (100–300 mm): Kaliber.

Lithologie:

0 – 3,5 m: sandig-schluffiger Ton, schwach kiesig
 3,5– 12,0 m: Torf, z.T. mit Holzresten
 12,0– 27,6 m: Vulkanoklastika mit Einlagerungen der Rahmengesteine (Granit)
 27,6– 30,1 m: Torf
 30,1– 36,2 m: Vulkanoklastika mit Einlagerungen der Rahmengesteine (Granit)
 36,2–157,5 m: Seesediment
 157,5–157,9 m: Breccie

Bis in eine Tiefe von 152 m wurde die Bohrung mit einem Durchmesser von 146 mm, darunter von 120 mm gebohrt. Die Bohrlochwand ist glatt mit Ausnahme der Tiefenbereiche 33–38 m und 152–164 m. In den genannten Intervallen sind Wandausbrüche bis zu einem Bohrlochdurchmesser von 250 mm zu beobachten. Der Durchmesser der Bohrung ist über die gesamte Strecke leicht erweitert; möglicherweise wurden bei der Kalibermessung die Messfühler der Kalibersonde in die sehr weichen Sedimente hineingedrückt, und die Messwerte spiegeln somit eine Bohrlocherweiterung vor, die nicht vorhanden ist.

Die Messung der Temperatur (TEMP) und des spezifischen elektrischen Widerstandes (SAL) in der Spülungssäule der Bohrung wurde nur wenige Stunden nach Beendigung der Bohr- und Spülaktivitäten durchgeführt und spiegelt durch diese Störungen nicht die wahre Gebirgstemperatur wider. Anomalien in der gestörten Temperaturkurve, die auf erhöhte Porositäten und damit auf Fluidwegsamkeiten hinweisen, können nicht festgestellt werden. Der obere Teil der Bohrung bis ca. 50 m war während der Messung noch stark gestört, erst darunter ist ein linearer Temperaturverlauf zu erkennen. Die Temperatur in 166 m Tiefe betrug 12,8 °C, damit ergibt sich ein scheinbarer mittlerer Temperaturgradient von 17,3 K/km. Der spezifische elektrische Widerstand und damit die Salinität der Spülung ändert sich in 63 m Tiefe von 25 Ωm bzw. 260 ppm NaCl-Äquivalent (WESTERN-ATLAS, 1985) auf 54 Ωm bzw. 110 ppm im unteren Teil der Bohrung.

Bereich oberhalb der Seesedimente (0–36,2 m)

Die spektralen Gammastrahlungs-Messungen im Tiefenbereich 0–36,2 m weisen nur einige geringe Variationen auf; die Mittelwerte liegen bei 45 API für GR, 4 ppm für Th und U sowie 0,5 % für K. Die zwischen 12 m und 27,6 m sowie zwischen 30,1 m und 36,2 m erbohrten Vulkanoklastika mit Einlagerungen des granitischen Nebengesteins sind durch einen sehr ruhigen Gamma Ray-Verlauf mit nur geringen Schwankungen gekennzeichnet. Die von 3,5–12 m bzw. 27,6–30,1 m angetroffenen Torfe verhalten sich nicht so einheitlich: Ein relatives Maximum der Gammastrahlung von 185 API findet man bei 9–11 m Tiefe. Der in diesem Intervall beobachtete erhöhte Urangehalt von 13 ppm wird wahrscheinlich durch den stark erhöhten Anteil an orga-

nischen Materialien in diesem Intervall verursacht. Sehr niedrige Gamma Ray-Werte von unter 20 API findet man in den Bereichen 3,5–6 m und 28–29 m, wo laut lithologischer Beschreibung ebenfalls Torf gekernt wurde.

Bereich der Seesedimente (36,2–157,5 m)

Ausgehend von der natürlichen Gammastrahlung lässt sich der Bereich der laminierten Seesedimente (36,2–157,5 m) in drei größere Abschnitte gliedern: 36–50 m, 50–60 m und 60–157 m. Dabei nimmt die Gammastrahlung von oben nach unten hin zu:

- 36– 50 m: niedrige Gammastrahlung mit einem Mittelwert von 20 API;
- 50– 60 m: mittlere Gammastrahlung mit einem Mittelwert von 60 API;
- 60–157 m: hohe Gammastrahlung mit einem Mittelwert von 120 API.

Im letztgenannten Abschnitt sind vier GR-Anomalien von bis zu 600 API in folgenden Tiefenabschnitten eingeschaltet: 75–83 m; 89–91 m; 126–131 m sowie 142–153 m. Verursacht werden diese extrem hohen GR-Anomalien hauptsächlich durch den bis zu 60 ppm hohen Urangehalt und untergeordnet durch den Thoriumgehalt von maximal 12 ppm. Der Gehalt an Kalium ist mit ca. 0,5% über den gesamten Bereich der Seesedimente konstant und kommt damit als Ursache der Anomalien nicht in Frage. Ungeklärt ist der Anstieg des mittleren Urangehaltes mit der Tiefe von 2 ppm oberhalb 60 m auf 15 ppm in 135 m Tiefe. Betrachtet man die natürliche Gammastrahlung, die nur vom Thorium- und Kaliumgehalt erzeugt wird, so erhält man Werte um 30 API. Dies liegt in einer Größenordnung, wie sie bereits aus Messungen in den tertiären Maaren Baruth in Sachsen (BÜCKER et al. 2003) und Messel bei Darmstadt bekannt sind. Ungewöhnlich ist in der Forschungsbohrung Bayerhof also der nahezu über das gesamte Profil stark erhöhte Urangehalt. Das Nebengestein scheint als Ursache nicht in Frage zu kommen, zeigen doch die aerogeophysikalischen Messungen von RÖTTGER et al. (1993) in weitem Umkreis um die Bohrung keine gammaspektrometrische Anomalie. Außerdem zeichnet sich das Nebengestein eher durch erhöhte Kaliumgehalte aus, wie ihn der Granitdetritus unterhalb der Seesedimente in einer Tiefe unterhalb von 157,9 m aufweist.

Die Messung des spezifischen elektrischen Formationswiderstandes (DLL) zeigt wie die GR-Werte eine Veränderung in 60 m Tiefe:

- 36– 60 m: Mittelwert bei 30 Ω m mit großen Schwankungen von ± 20 Ω m;
- 60 m: Sprung im Mittelwert von 30 Ω m auf 15 Ω m;
- 60–157 m: Anstieg im Mittelwert von 15 Ω m auf 40 Ω m.

Dieser Anstieg des spezifischen elektrischen Widerstandes unterhalb von 60 m Tiefe kann durch zunehmende Kompaktion durch zunehmenden Auflastdruck und eine damit verbundene Abnahme der Porosität (NN) erklärt werden. In 50 m Tiefe lässt sich im Gegensatz zu den GR-Werten keine Änderung in den elektrischen Eigenschaften der Seesedimente erkennen.

Die feingeschichteten Seesedimente sind in der Dichtemessung durch für Sedimente außergewöhnlich geringe Werte von im Mittel 1300 kg/m³ (= 1,3 g/ccm) gekennzeichnet. Diese niedrigen Werte erklären, warum verdeckte Maarstrukturen leicht durch gravimetrische Messungen nachgewiesen werden können (PIRRUNG 1998). Einzelne Anomalien wie z. B. in 83–89 m Tiefe, bei der die Dichte bis auf 1600 kg/m³ ansteigt, sind vermutlich durch eingeschaltete Turbidit-, Debris-flow- und/oder Tuffitlagen erklärbar. Bisher nicht gefunden werden konnte die Ursache des Trends, der in den Dichtemessungen beobachtet wird: Mit zunehmender Tiefe nimmt sie von

1300 kg/m³ auf Werte kleiner als 1200 kg/m³ ab. Eigentlich wird bei wachsender Tiefe durch die Kompaktion der Seesedimente ein Anstieg der Dichte erwartet.

Die laminierten Seesedimente zeichnen sich durch extrem geringe magnetische Suszeptibilitäten (Susz) nahe Null aus. Bohrkernuntersuchungen an Seesedimenten des tertiären Maars Baruth durch PUCHER et al. (2003) kommen zu dem gleichen Ergebnis. Ähnlich wie bei den Dichten und den spezifischen elektrischen Widerständen zeichnen sich auch in den magnetischen Eigenschaften die Turbidite, Debris Flows und Tuffite durch leicht erhöhte Werte ab.

Das erdmagnetische Totalfeld (F) wird nicht nur von lokalen Anreicherungen an Erzmineralen, sondern auch von magnetisierten Körpern in größerer Entfernung von der Bohrung beeinflusst. Die F-Werte nehmen im gesamten Tiefenbereich der Bohrung von 36–166 m kontinuierlich mit einem starken Gradienten von 18,5 nT/m ab. Dieser Gradient weist auf einen magnetischen Störkörper in größerer Tiefe hin. Die während der Hubschrauber-Befliegung festgestellte negative magnetische Anomalie (RÖTTGER et al. 1993) kann damit nicht durch Material im Bereich der Seeablagerungen erklärt werden. Detaillierte Modellrechnungen hierzu werden vom Institut für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben vorgenommen werden.

Strukturelle Eigenschaften der durchteuften Sedimentformationen wurden mit der Dipmeter-Sonde erfasst und sind in Abbildung 1 in der Spalte „DIP“ wiedergegeben. Anhand der dargestellten sogenannten „Qualquappen“ können Einfallrichtung und -winkel der Formationen abgelesen werden. Die Lage des Punktes kennzeichnet dabei den Einfallswinkel, und der Strich am Punkt die Einfallrichtung. Sehr einheitliche und ruhige Ablagerungsbedingungen können im Bereich der Seesedimente erkannt werden. Im oberen Teil von 36–50 m variieren die Einfallswinkel der Seeablagerungen zwischen 2° und 40°, die Einfallrichtung zeigt vorwiegend nach NW bis W. Unterhalb von 50 m Tiefe verringert sich der Einfallswinkel der Seeablagerungen auf 2° bis 10°, die Einfallrichtung zeigt sehr einheitlich nach NW. Die stark gestörten Ablagerungsbedingungen der Turbidite, der Debris Flows und der Tuffite sind an der uneinheitlichen Lage und Richtung klar erkennbar, eine strukturelle Auswertung ist hier nicht möglich. Dies gilt insbesondere für die Tiefenbereiche 59–65 m, 70–72 m, 84–89 m sowie 135–144 m.

Die seismische Intervallgeschwindigkeit (vp) ist sehr gering und liegt in der Größenordnung von 1600 m/s. Sie unterscheidet sich damit nicht von den in den Seesedimenten der tertiären Maare ‚Baruth‘ (BÜCKER et al. 2003) und ‚Messel‘ beobachteten Werten.

Bereich unterhalb der Seesedimente (157,5–178 m bzw. 166 m)

Unterhalb einer nur 0,4 m mächtigen Breccie (157,5–157,9 m) wurde bis zur Endteufe von 178 m nicht kompakter Sand bis Feinkies aus Granitdetritus angetroffen. Kerne konnten in diesem Bereich nicht gewonnen und Bohrlochmessungen nur bis in eine Tiefe von 166 m durchgeführt werden. Wie schwierig die Bohrlochverhältnisse waren, die schließlich zum Abbruch der Bohrung führten, erkennt man auch am Kaliber: Bis in rund 163 m Tiefe treten rund 0,3 m breite Ausbrüche bis zu einem Bohrl Lochdurchmesser von 250 mm (Messgrenze der Sonde) auf. Die physikalischen Eigenschaften ändern sich sprunghaft an dieser markanten lithologischen Grenze in 157,5 m Tiefe. Besonders deutlich reagiert der Kaliumgehalt: Er steigt von im Mittel 0,5% im Bereich der Seesedimente auf rund 2,8%. Sprünge in der Dichte von rund 1300 kg/m³ auf 1800 kg/m³ bei gleichbleibender Porosität (NN) und in der seismi-

schen Intervallgeschwindigkeit (v_p) von ca. 1600 m/s auf 3000–5000 m/s lassen einen deutlichen seismischen Reflektor in 157,5 m Tiefe erwarten.

Literatur

- BÜCKER, C., WONIK, T. & SCHULZ, R. (2003): Physikalische Eigenschaften einer tertiären Maarfüllung – Ergebnisse von bohrlochgeophysikalischen Messungen in den Forschungsbohrungen Baruth (Sachsen). – *Z. f. Ang. Geol.*, **1**: 43–51, Hannover.
- PIRRUNG, B.M. (1998): Zur Entstehung isolierter alttertiärer Seesedimente in zentraleuropäischen Vulkanfeldern. – *Mainz. Nat.-wiss. Arch., Beih.* **20**: 116 S.; Mainz.
- PUCHER, R., FINCK, F., ROLF, C., SAUER, J. & WONIK, T. (2003): Die magnetische Anomalie der Struktur Baruth (Sachsen) – Modellvorstellungen zu ihrer Interpretation. – *Z. f. Ang. Geol.*, **1**: 36–42, Hannover.
- RÖTTGER, B., FLUCHE, B., VOß, W. & REHLI, H.J. (1993): Aerogeophysikalische Hubschrauber-messungen im Umfeld der kontinentalen Tiefbohrung (KTB) in Windisch-Eschenbach (Oberpfalz) – 1991. – *Bericht BGR-Archiv*, **109 869**, o. S., Hannover. – [unveröffentl.]
- WESTERN-ATLAS (1985): *Log Interpretation Charts*. – 280 S., Houston (Atlas Wireline Services)
- WONIK, T. & BÜCKER, C. (2000): Möglichkeiten der Bohrlochgeophysik im Institut für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben. – *Mitt. dt. geophys. Ges., Sonderbd.* **III**: 41–43, Hannover.
- WONIK, T. & SALGE, S. (2000): Eine Apparatur für geophysikalische Messungen in kleinkalibri- gen Bohrungen bis 1300 m Tiefe. – *Geol. Jb.*, **E 52**: 129–160, Hannover.

Manuskript bei der Redaktion eingegangen am 5. 4. 2002.

Ergebnisse der K-Ar-Datierung einer basaltischen Tuffbreccie aus der Bohrung Bayerhof und von Basalten des Umfeldes

Von JOHANN ROHRMÜLLER & PETER HORN

Mit 1 Tabelle

Schlüsselwörter: K-Ar-Datierung, Tuff, Basalt, NE-Bayern, tertiärer Vulkanismus, Bohrung.

Kurzfassung: Es wurden die K-Ar-Eruptionsalter einer vulkanischen Tuffbreccie aus der Bohrung Bayerhof und der Basaltvorkommen Altes Schloss (N Wetzldorf) und östlich Siegritz bestimmt. Die Eruptionsalter liegen zwischen 23,3 und 21,7 Millionen Jahren.

K-Ar-Dating of a volcanic tuff-breccia from the drill hole Bayerhof
and of 2 basalts from the surroundings

Keywords: K-Ar-dating, tuff, basalt, NE-Bavaria, Tertiary volcanic, drill hole.

Abstract: K-Ar-eruption ages of a volcanic tuff-breccia from the drill hole Bayerhof and of 2 basalts from the surroundings "Altes Schloss" (N Wetzldorf) and "Siegritz" were determined. The eruptions occurred between 23.3 to 21.7 million years ago.

1. Einleitung

Es wurde eine Probe aus dem Tiefenabschnitt 33,9 m aus der Bohrung Bayerhof entnommen. Für die Auswahl der Bohrkernprobe war das wesentliche Kriterium, dass in diesem Bohrkern ein relativ großes Stück massiven Basaltes vorlag, in dem erfahrungsgemäß eine Kontamination mit Nebengesteinsmaterial (Sedimente, Kristallin, bzw. Minerale davon) relativ gering ist, so dass die Beiträge von ererbtem Überschuss-Argon ebenfalls gering sein sollten.

Die mikroskopische Untersuchung der Gesteine zeigte, dass tatsächlich erhebliche Kontaminationen mit altem Fremdmaterial aus dem Untergrund vorliegen und dass deshalb Fremdargon mit Sicherheit vorhanden ist.

2. Probenaufbereitung und Messung

Das Gesteinsstück der Probe Bayerhof wurde zerkleinert und in 3 Siebfraktionen („BAYH 1“ = 550–400 µm, „BAYH 2“ = 225–80 µm, „BAYH 3“ = 400–80 µm) aufgetrennt. Die Pulver wurden jeweils 5 Minuten lang in 6%-iger Flusssäure geätzt,

Anschrift der Verfasser: Dr. JOHANN ROHRMÜLLER, Bayerisches Geologisches Landesamt, Außenstelle Marktredwitz, Leopoldstr. 30, 95615 Marktredwitz (E-Mail: johann.rohrmueller@gla.bayern.de); Prof. Dr. PETER HORN, Institut für Mineralogie, Petrologie und Geochemie der Ludwig-Maximilians-Universität München, Theresienstr. 41, 80333 München (E-Mail: horn@petrol.min.uni-muenchen.de).

durch Ultraschallbehandlung von allfälligen Fluoriden befreit, in destilliertem. H₂O und Ethanol mehrfach gespült und unter IR-Lampen getrocknet. Es erfolgte eine wiederholte magnetische/unmagnetische Separation.

Auf Kalium und Argon wurden nur die magnetischen Fraktionen analysiert.

Von den Proben „Altes Schloss“ und „Siegritz“ wurde jeweils nur eine Siebkornfraktion (550–400 µm) hergestellt und unter den bereits o. a. Bedingungen geätzt und magnetisch separiert.

Aliquote aller Proben wurden in Moskau (Dr. A. PLESHAKOV, Vernadsky-Institut) und München (IMPG der LMU) auf ihre Kalium- Konzentrationen hin analysiert sowie in Moskau auch auf ihre Argon-Konzentrationen und auf ⁴⁰Ar/³⁶Ar. Kalium wurde in Moskau mittels ICP-MS, in München mittels Emissions-Flammenspektrophotometrie bestimmt; Argon in Moskau mittels Edelgas-Massenspektrometrie nach zwei verschiedenen Verfahren (direkte Kalibrierung mit „peak-jumping“ und „multicollector ion detection“).

3. Ergebnisse

Die an beiden Instituten bestimmten K-Konzentrationen sind innerhalb der analytischen Unsicherheiten nicht unterscheidbar; in zwei Fällen waren die Ergebnisse identisch – sogar die ermittelten analytischen Unsicherheiten! In der Tabelle 1 sind die quadratisch addierten Mittelwerte der Bestimmungen der beiden Labors angegeben (für die Konzentration und Unsicherheiten), da die Analysenverfahren unabhängig voneinander sind.

Tabelle. 1: Ergebnisse der Datierung

Für die Altersberechnungen wurden die Mittelwerte der K-Konzentrationen verwendet; verwendete Konstanten: $\lambda_K = 0,581 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$; $\lambda_\beta = 4,962 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$; $^{40}\text{K}/\text{K} = 0,01167\%$; die Unsicherheiten der Alterswerte beinhalten Genauigkeit und Richtigkeit.

Probenherkunft	K (Gew.-% ± σ)	⁴⁰ Ar _{rad} (× 10 ⁻⁶ ccSTP/g ± σ)	⁴⁰ Ar _{atm} (%)	Alter (Ma ± σ)
Bayerhof 1	1,115 ± 0,02	1,02 ± 0,03	80,9	23,4 ± 0,8
Bayerhof 2	1,10 ± 0,01	0,95 ± 0,02	82,1	22,1 ± 0,8
Bayerhof 3	1,07 ± 0,01	0,99 ± 0,02	85,5	23,7 ± 0,8
Siegritz	0,743 ± 0,020	0,69 ± 0,02	21,7	23,7 ± 1,0
Altes Schloss	0,965 ± 0,020	0,90 ± 0,02	8,1	23,8 ± 0,8
Isochronenwert (siehe Text) ohne Wert für BAYH 2				22,9 ± 0,8
max. Altersbereich für die Eruptionen (T _{max} + 0,8 Ma – T _{min} – 0,8 Ma)				24,6–21,3

Die angegebenen Ar-Analysenwerte sind ebenfalls Mittelwerte aus mehrfachen Einzelanalysen.

Interpretation der Messergebnisse: Wegen der (unter Berücksichtigung der Unsicherheiten) ununterscheidbaren Alterswerte für die Proben Bayerhof 1 u. 3, sowie „Siegritz“ und „Altes Schloss“ ergibt sich ein mittleres scheinbares Alter für diese Proben von 23,7±0,8 Ma. Die Berechnung einer Ausgleichsgeraden für die Werte im Koordinatensystem ⁴⁰Ar–K zeigt jedoch, dass die Gerade nicht durch den Ursprung des Koordinatensystems geht, sondern einen Ordinatenschnittpunkt aufweist,

welcher auf Fremddargon ($^{40}\text{Ar}_{\text{exz}}$) in den Proben in Quantitäten von ca. $0,0266 \times 10^{-6}$ ccSTP/g hinweist. Bringt man dieses Exzess-Ar bei der Berechnung der Alterswerte in Abzug, ergibt sich ein mittleres Alter von $22,9 \pm 0,8$ Ma für alle Proben (ohne „BAYH 2“!). Das Modellalter für Probe BAYH 2 (d. h. unter der Annahme, in dieser Probe seien keine signifikanten Mengen an Kontaminations-Ar enthalten) berechnet sich zu $22,1 \pm 0,8$. „BAYH 2“ hat von den untersuchten Proben die geringste Korngröße, was eine bessere Abtrennung der Xenolithe und Xenocryste erlaubte. Dieser Befund bestätigt insofern qualitativ das mittels der Isochronenbetrachtung ermittelte Exzess-Argon in den größeren Probenfraktionen.

Der Mittelwert (für das Isochronenalter und dem Alter der Probe „BAYH 2“) ist $22,5 \pm 0,8$ Ma. Berücksichtigt man die statistischen und systematischen Unsicherheiten der Werte von generell $\pm 0,8$ Ma, so kann die Aussage getroffen werden, dass die vulkanische Tuffbreccie der Bohrung Bayerhof und die Basalte der Lokalitäten Siegritz und Altes Schloss im Zeitraum zwischen 23,3 Ma und 21,7 Ma gefördert wurden.

Dieses Ergebnis konnte nur durch Anwendung des kombinierten Ätz-/magnetischen Separation -Verfahrens gewonnen werden (Verfahren siehe: HORN & MÜLLER-SOHNUS 1988). Ob die Basalte „Siegritz“ und „Altes Schloss“ tatsächlich altersgleich mit denen der Bohrung Bayerhof sind, ließe sich evtl. anhand von Bestimmungen an weiteren Korngrößen- und Ätzfraktionen dieser Basalte entscheiden.

4. Literatur

HORN, P. & MÜLLER-SOHNUS, D. (1988): A differential etching and magnetic separation approach to whole-rock potassium-argon dating of basaltic rocks. – *Geochem. J.*, **22**: 115–128, Tokyo.

Manuskript bei der Redaktion eingegangen am 12. 4. 2002.

Lokale gravimetrische Untersuchungen in der Oberpfalz zum Nachweis von Maar-Vorkommen

Von GERALD GABRIEL

Mit 2 Abbildungen

Schlüsselworte: Maar – Seesedimente – gravimetrische Anomalie – magnetische Anomalie

Kurzfassung: Nördlich der KTB-Bohrung wurden an drei verschiedenen Lokationen gravimetrische Messungen vorgenommen. Über dem Maar von Bayerhof ergab sich wie erwartet eine negative Schwereanomalie. Sie wird durch die in der Forschungsbohrung nachgewiesenen Seesedimente geringer Dichte verursacht. Die gravimetrischen Messungen im Bereich von Muckenthal und Josephshof geben keine Hinweise auf die Existenz weiterer Maare.

Gravimetric Investigations to prove maar structures in the Oberpfalz

Keywords: Maar – lake sediments – gravimetric anomaly – magnetic anomaly

Abstract: North of the KTB-borehole gravity measurements were performed at three different locations. As expected in the area of the maar volcanic structure Bayerhof a negative gravity anomaly was found. It is caused by the laminated sea sediments of low densities, found in the scientific borehole. From the gravity surveys in the areas of Muckenthal and Josephshof no clues for the existence of additional maar volcanic structures can be derived.

Die Sichtung des 3-D seismischen Datensatzes ISO89 der KTB-Vorerkundung hat ergeben, dass sich die Struktur Bayerhof durch erhöhte Mächtigkeiten der Verwitterungsschicht abbildet (WIEDERHOLD, 2003). Es bleibt zu klären, ob auch andere anomale Bereiche auf Tertiärvorkommen, speziell Maare, zurückzuführen sind. Ein Nachweis kann über gravimetrische Messungen gelingen, da die mit vollständig erhaltenen Maaren verbundenen limnischen Sedimente gegenüber ihrer Umgebung einen deutlichen Dichtekontrast aufweisen. Je nach ihrer Mächtigkeit und Ausdehnung erzeugen sie messbare Anomalien im Schwerefeld (u. a. PIRRUNG 1997; JACOBY 1997; GABRIEL et al. 2000). Zusätzliche Indizien können magnetische Anomalien sowie zusätzliche geologische Kenntnisse liefern.

Im Untersuchungsgebiet liegen in einigen Bereichen bereits vergleichsweise dichte Schweremessungen vor. Sie stammen zum einen aus der geophysikalischen Reichtumsaufnahme, zum anderen aus der KTB-Vorerkundung (u. a. SOFFEL et al. 1989; CASTEN et al. 1997). Allerdings wäre es auf Grund der lateralen Erstreckung eines Maars von kleiner einem Kilometer Zufall, wenn einer der älteren Messpunkte über einem dieser Vorkommen liegen würde; vermutlich wäre ein solcher Messpunkt als „Ausreißer“ verworfen worden.

Ergänzend zu den vorliegenden seismischen (SCHWANITZ et al. 1990) und aeromagnetischen Informationen (RÖTTGER et al. 1993) wurden nördlich von Erbdorf

Anschrift des Verfassers: Dr. GERALD GABRIEL, Institut für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben (GGA), Stilleweg 2, 30655 Hannover (e-mail: gerald.gabriel@gga-hannover.de).

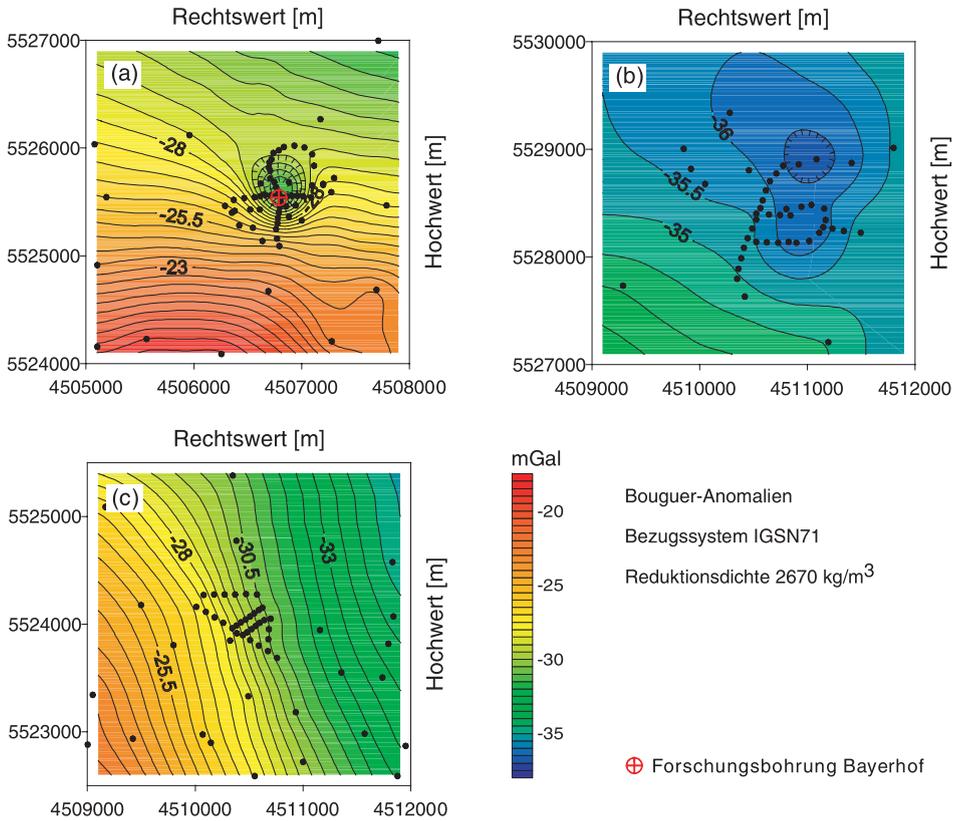


Abb. 1. BOUGUER-Anomalien über den Strukturen (a) Bayerhof, (b) Muckenthal und (c) Josephshof (in mGal, Isolinienabstand 0,5 mGal). Die lokale negative Schwereanomalie über der Struktur Bayerhof weist die Existenz eines oberflächennahen Störkörpers geringer Dichte aus. In den Messgebieten Josephshof und Muckenthal ergibt die Gravimetrie keinen Hinweis auf Seesedimente geringer Dichte.

durch das Institut für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben in insgesamt drei Gebieten hochauflösende Schweremessungen durchgeführt (Abb. 1): (a) über dem durch die Forschungsbohrung belegten Maar von Bayerhof, mit dem Ziel, Aussagen über die dreidimensionale Struktur abzuleiten, (b) im Bereich Muckenthal und (c) im Bereich Josephshof. In den beiden letztgenannten Fällen ist das Ziel, über das mögliche Auffinden negativer Schwereanomalien den Verdacht, dass es sich hier um Maare handeln könnte, zu erhärten. Die Struktur Josephshof drückt sich in den o.g. seismischen Daten ebenfalls durch eine erhöhte Mächtigkeit der Verwitterungsschicht aus, eine magnetische Anomalie in diesem Gebiet fehlt. Umgekehrte Verhältnisse finden sich über der Struktur Muckenthal: hier liegen keine Hinweise aus der Seismik vor, jedoch ist eine negative magnetische Anomalie aus dem südlichen Bereich bekannt. Daher erscheint die Existenz eines Maars aus geophysikalischer Sicht in beiden Fällen unwahrscheinlich.

Die neuen Messungen wurden entlang von Wegen mit einem Punktabstand von 50 m durchgeführt, wobei ein LA COSTE & ROMBERG Gravimeter, Typ G, eingesetzt wurde. Die Reduktionen erfolgten standardmäßig, als Reduktionsdichte wurde

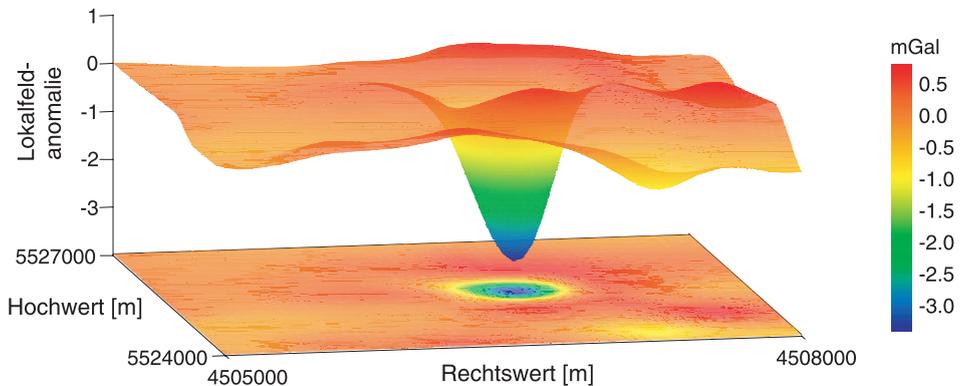


Abb. 2. Lokale Schwereanomalie über dem Maar von Bayerhof. Das Lokalfeld wurde durch eine Wellenlängenfilterung ermittelt, der eine Grenzwellenlänge von 2000 m zugrunde liegt.

2670 kg/m³ verwendet; Geländereduktionen wurden bis zu einer Entfernung von 23,5 km berechnet. Damit ist eine problemlose Verknüpfung alter und neuer Messungen gewährleistet. Als Schwereanschluss wurden die Schwerefestpunkte 202, 302 und 307 auf dem Blatt TK25 6138 (Erbendorf) verwendet.

Für die Untersuchungsgebiete Muckenthal und Josephshof wurde der Verdacht, dass es sich um kein Maar handelt, durch die Gravimetrie verstärkt. Es ergaben sich keine lokalen Schwereanomalien (Abb. 1b und c). Das absolute Schwereminimum im Bereich Muckenthal hat seine Ursache vermutlich in der regional-geologischen Situation.

Die gravimetrische Detailvermessung der Struktur Bayerhof hat dagegen die auf Grund der vorliegenden Bohrlochmessungen (u. a. Dichtelog) zu erwartende negative Schwereanomalie bestätigt. Abbildung 1a zeigt die BOUGUER-Anomalien im Umfeld von Bayerhof. Deutlich zu erkennen ist ein Nord-Süd gerichteter regionaler Schweretrend von 5 mGal/km, deren Ursache vor allem in den Paragneisen und Metamorphiten der südlich gelegenen Zone von Erbendorf-Vohenstrauß zu suchen ist. Erst Wellenlängenfilterungen erlauben die Trennungen zwischen dem Regional- und dem Lokalfeld, letzteres kann nur durch oberflächennahe Störkörper verursacht werden. Im Ergebnis zeigt sich, dass die Struktur Bayerhof eine lokale Schwereanomalie von knapp -3,5 mGal¹ erzeugt (Abb. 2). Die Halbwertsbreite dieser Lokalfeldanomalie beträgt etwa 430 m. Unter der Modellannahme eines vertikalen Kreiszyinders ergibt sich daraus eine maximale Tiefe des Störkörpers von 215 m. Dies ist in Übereinstimmung mit der durch die Forschungsbohrung nachgewiesenen Basis der Seesedimente bei 157 m unter Geländeoberkante. Der Durchmesser des Maars beträgt nach den gravimetrischen Ergebnissen maximal etwa 450 m und weist eine leichte NE-SW Vorzugsrichtung auf. Dabei wird angenommen, dass der Rand der Struktur mit dem Bereich maximaler Schweregradienten zusammenfällt. Dieses Ergebnis steht im Einklang mit der aus den seismischen Daten abgeleiteten West-Ost Ausdehnung. Die gravimetrischen Messungen zeigen außerdem, dass die Forschungsbohrung im Rahmen der Genauigkeit im Zentrum platziert wurde.

¹ Im Text wird die Einheit mGal verwendet. In SI-Einheiten gilt: 1 mGal = 10⁻⁵ m/s².

Die neuen Messungen stellen eine geeignete Datenbasis dar, um zukünftig eine quantitative Interpretation der gravimetrischen und magnetischen Anomalien über der Struktur Bayerhof in Form einer Vorwärtsmodellierung durchzuführen. Damit können die dreidimensionalen strukturellen Verhältnisse genauer erfasst werden. Dabei liefern die seismischen Informationen, vor allem aber die Bohrlochmessungen wichtige Randbedingungen, um die Mehrdeutigkeit der gravimetrischen Modellierung einzuschränken. Zusätzlich muss ein solches Modell auch die beobachtete magnetische Anomalie am Boden und im Bohrloch plausibel erklären. Ihre Quelle muss in einer Tiefe angenommen werden, die durch die 178 m tiefe Forschungsbohrung nicht erreicht wurde.

Literatur

- CASTEN, U., GÖTZE, H.-J., PLAUMANN, S. & SOFFEL, H.C. (1997): Gravity anomalies in the KTB area and their structural interpretation with special regard to the granites of the northern Oberpfalz (Germany). – *Geol. Rdsch.*, **86**: 79–86, Stuttgart.
- GABRIEL, G., PUCHER, R., SCHULZ, R., WONIK, T. & WORZYK, P. (2000): The Tertiary maar near Baruth (Saxony, Germany) – from a hint of a gravity anomaly to a geophysical model. International Maar Conference, Daun/Vulkaneifel, 20. 08.–23. 08. 2000. – *Terra Nostra*, 2000/**6**: 138–143, Köln.
- JACOBY, W. (1997): Tektonik und eozäner Vulkanismus des Spredlinger Horstes, NE-Flanke des Oberrheingrabens. – *Schriftenr. Dt. Geol. Ges.*, **2**: 66–67, Jena.
- PIRRUNG, B.M. (1997): Zur Genese der tertiären Seesedimente von Eckfeld (Eifel), Enspel (Westerwald), Messel (Spredlinger Horst) und Sieblos (Rhön): geologische und geophysikalische Untersuchungen. – Diss., Inst. Geowiss. Friedrich-Schiller-Univ. Jena: 162 S., Jena.
- RÖTTGER, B., FLUCHE, B., VOß, W. & REHLI, H.J. (1993): Aerogeophysikalische Hubschrauber-messungen im Umfeld der kontinentalen Tiefbohrung (KTB) in Windisch-Eschenbach (Oberpfalz) – 1991. – *Ber. BGR-Archiv*, **109 869**, o. S., Hannover. – [unveröff.]
- SCHWANITZ, H., MYLIUS, J., LENGELING, R. & ARNETZL, H. (1990): DEKORP Integrierte Seismik Oberpfalz 1989 (ISO '89). – Bericht über umfassende, sich ergänzende drei- und zweidimensionale seismische Messungen, Hannover (PRAKLA-SEISMOS AG).
- SOFFEL, H.C., PLAUMANN, S., PUCHER, R., BÜCKER, C., GÖTZE, H.-J., WAGENER, M. & HAAK, V. (1989): Gravity and magnetic investigations at the KTB locations Schwarzwald and Oberpfalz. – In: EMMERMANN, R. & WOHLBERG, J. [Eds.]: *The German Continental Deep Drilling Program (KTB)*. – S. 409–431, Berlin.
- WIEDERHOLD, H. (2003): Hinweise auf mächtige Tertiärablagerungen in den Daten der Integrierten Seismik Oberpfalz 1989 (ISO '89). – *Geologica Bavarica*, **107**: 153–157, München.

Manuskript bei der Redaktion eingegangen am 5. 4. 2002.

Erstellung von Höhenmodellen und Bewegungskarten der Erdoberfläche durch Satelliten-Radarinterferometrie

VON BERNHARD RABUS & WALTER KNÖPFLE

Mit 7 Abbildungen und 1 Beilage

Schlüsselworte: InSAR-Methode – Digitale Höhenmodelle – Satellitenaufnahmen – Bayern – geologische Strukturen

Kurzfassung: Die Methode der Synthetischen Apertur Radar Interferometrie (InSAR) ermöglicht sowohl die Erstellung von Digitalen Höhenmodellen (DHMs), als auch die Messung von Bewegungen der Erdoberfläche aus dem All. Der vorliegende Artikel beschreibt die Grundlagen der InSAR Methode und ihre Anwendungen in den Geowissenschaften. Besonderes Augenmerk gilt der großflächigen Erstellung von DHM Mosaiken, wie dem – aus im 1-Tagesabstand akquirierten Datenpaaren der European Remote Sensing Satelliten (ERS-1 und 2) hergestellten – InSAR-DHM von Bayern, das diesem Heft als Karte beiliegt. Die räumliche Auflösung dieses DHMs liegt bei 20 m horizontal. Die vertikale Auflösung hängt von der Geländeneigung in Blickrichtung des Satelliten, sowie vom Grad der Bewaldung ab; sie liegt zwischen 5 und 30 m. Wie in den folgenden Artikeln ausgeführt eignet sich das DHM hervorragend zur Visualisierung einer Vielzahl von geologischen Strukturen im Skalenbereich 500 m bis 1000 km.

Production of elevation models and movement maps of the earth's surface with radar interferometry from satellites

Keywords: InSAR-method – Digital Elevation Models – satellit-photos – Bavaria – geological structures

Abstract: The method of Synthetic Aperture Radar Interferometry (InSAR) allows the production of Digital Elevation Models (DEMs) from space. The present paper describes the foundation of the InSAR method as well as applications of the method within the geo-sciences. The emphasis is on the large-scale production of DEM mosaics, such as the InSAR-DEM of Bavaria produced from 1-day repeat pass data of the European Remote Sensing Satellites (ERS-1 and 2), which is included as a map-supplement to this issue. The spatial resolution of this DEM is about 20 m. the vertical resolution varies with the terrain slope in satellite look direction, as well as the degree of forest cover within the range 5 to 30 m. As described in the following articles, the DEM provides an excellent tool to visualize a variety of geological structures on scales between 500 m and 1000 km.

Anschrift der Verfasser: Dr. BERNHARD RABUS und Dr. WALTER KNÖPFLE, Deutsches Fernerkundungsdatenzentrum, Deutsches Luft- und Raumfahrtzentrum, Oberpfaffenhofen, 82234 Weßling.

Inhalt

1. Einleitung		236
2. Grundlagen der SAR-Interferometrie		237
3. Anwendungsgebiete in der Geowissenschaft		241
3.1. Messung von Oberflächenbewegungen		241
3.2. Interferometrische Höhenmodelle		243
3.3. Technische Unterschiede zu anderen Methoden der Höhenmodellerstellung		243
3.4. SAR-Interferometrie-Höhenmodell von Bayern		245
4. Literatur		246

1. Einleitung

Mit dem Start des europäischen Satelliten ERS-1 im Jahre 1991 wurde zum ersten Mal eine flächendeckende Erfassung der Erdoberfläche mit hochauflösenden Radardaten möglich. Der Start eines baugleichen Schwestersatelliten ERS-2 erfolgte im Jahre 1995. Weitere bereits im All befindliche oder für die nächste Zukunft geplante raumgestützte Radarsensoren sind der japanische JERS-1, die kanadischen Satelliten RADARSAT-1 und RADARSAT-2 (geplant 2003), der europäische ENVISAT (März 2002), sowie die amerikanisch-deutschen Space-Shuttle-Missionen SIR-C/XSAR (Frühjahr und Herbst 1994) und SRTM (Februar 2000).

Die genannten Radarsensoren senden „aktiv“ Signale zur Erdoberfläche aus und empfangen das dabei entstehende Rückstreuecho. Dies unterscheidet sie von konventionellen optischen Aufnahmesystemen, die auf die Sonne als Beleuchtungsquelle angewiesen sind. Die Wellenlängen der Radarsignale liegen im Dezimeter- bis Zentimeterbereich (L- bis X-Band). Wolken, welche in vielen Gebieten die Erdbeobachtung mit optischen Systemen erschweren, sind in diesem Wellenlängenbereich weitestgehend durchsichtig. Somit ist es mit Radaraufnahmesystemen möglich, bei Tag und Nacht und auch bei Bewölkung die Erdoberfläche zu erfassen.

Den Radarsensoren ist das Prinzip der synthetischen Apertur (SAR) gemeinsam. Hierbei wird die Integration und Fokussierung der Rückstreuechos statt durch Abbildungselemente wie Linsen oder Spiegel durch aufwendige Nachverarbeitung der Rohdaten im Computer erreicht. Trotz kleiner physikalischer Antennengrößen von wenigen Metern werden damit hohe Bodenauflösungen von besser als 20 m erreicht.

Durch Kombination zweier Radaraufnahmen desselben Gebietes aus leicht unterschiedlichen Sensorpositionen lassen sich sogenannte Interferogramme erstellen (BAMLER & HARTL 1998), aus denen sich die drei-dimensionale Topographie der Erdoberfläche als digitales Höhenmodell ableiten lässt. Es besteht eine grobe Analogie zu stereoskopischen optischen Systemen. Man unterscheidet „Repeat-pass“-Systeme, bei denen die beiden Radaraufnahmen zeitlich versetzt gemacht werden und „Single-pass“-Systeme, bei denen die Aufnahmen gleichzeitig gemacht werden.

Ein Beispiel für ein „Repeat-pass“-System ist die ERS-Tandemmission bei der sich ERS-1 und 2 im zeitlichen Abstand von 24 Stunden folgen. Neben der Geländehöhe können „Repeat-pass“-Interferogramme zusätzlich Informationen über Oberflächenverschiebungen im Dezimeter- bis Zentimeterbereich liefern, die während dieser Zeitspanne stattfinden. Ein Nachteil ist aber, dass die zeitliche Dekorrelation der Streu-

Repeat Pass Interferometrie

ERS-Tandem

Single Pass Interferometrie

SRTM

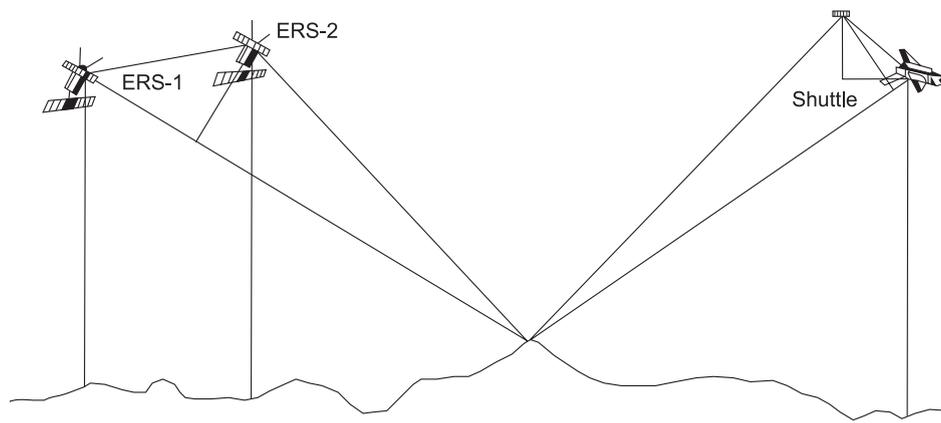


Abb. 1. Interferometrische Aufnahmegeometrien.

zentren, von denen das Radarecho ausgeht, die Qualität des Interferogramms beeinträchtigen kann. Zeitliche Dekorrelation kann z. B. durch zwischenzeitlichen Niederschlag oder die Bewegung des Blätterdachs in Wäldern ausgelöst werden. Ein Beispiel für ein „Single-pass“-System ist die Shuttle-radar-topography-mission (SRTM), siehe BAMLER et al. (1995), bei der zwei durch einen 60 m langen Mast getrennten Radarantennen gleichzeitig das zuvor von einer der beiden Antennen ausgesendete Signal empfangen. Hier ist ausschließlich die Geländehöhe im Interferogramm enthalten. Die zeitliche Dekorrelation entfällt, was eine höhere Qualität der abgeleiteten Höhenmodelle erlaubt (ROTH et al., 2000). „Single-pass“-Systeme sind heute überwiegend in Flugzeugen für kleinräumigere Anwendungen realisiert (Abb. 1).

Im vorliegenden Artikel wird ein neues interferometrisches Höhenmodell des Freistaates Bayern vorgestellt (siehe Beilage), welches aus ERS-Tandem-Daten erzeugt wurde (KOSMANN et al. 2001). Der entlang des Orbits beleuchtete Streifen ist bei den ERS-Satelliten etwa 100 km breit. Das Höhenmodell stellt ein Mosaik aus 20 sich gegenseitig überlappenden Orbitstreifen dar. In anderen Beiträgen in diesem Band werden anhand von Fallbeispielen aus den unterschiedlichsten Gebieten Bayerns die Eignung und die Einsatzmöglichkeiten dieses Produktes für die geologische Geländeaufnahme und Forschung betrachtet.

2. Grundlagen der SAR-Interferometrie

Nach der Fokussierung der Rohdaten ist die Lage jedes Pixels (Bildpunktes) des entstehenden Radarbildes durch die zugehörige Orbit- und Laufzeit des Radarechos gegeben (sogenannte Radar- oder Slant-range-Geometrie). Für jedes Pixel besteht die Bildinformation dabei aus Amplitude und Phase des Radarechos. Die Phase einer einzelnen Radaraufnahme enthält keine direkt nutzbare Information, weil jedes Pixel seinen eigenen statistisch gleich verteilten Phasen-Offset aufweist.

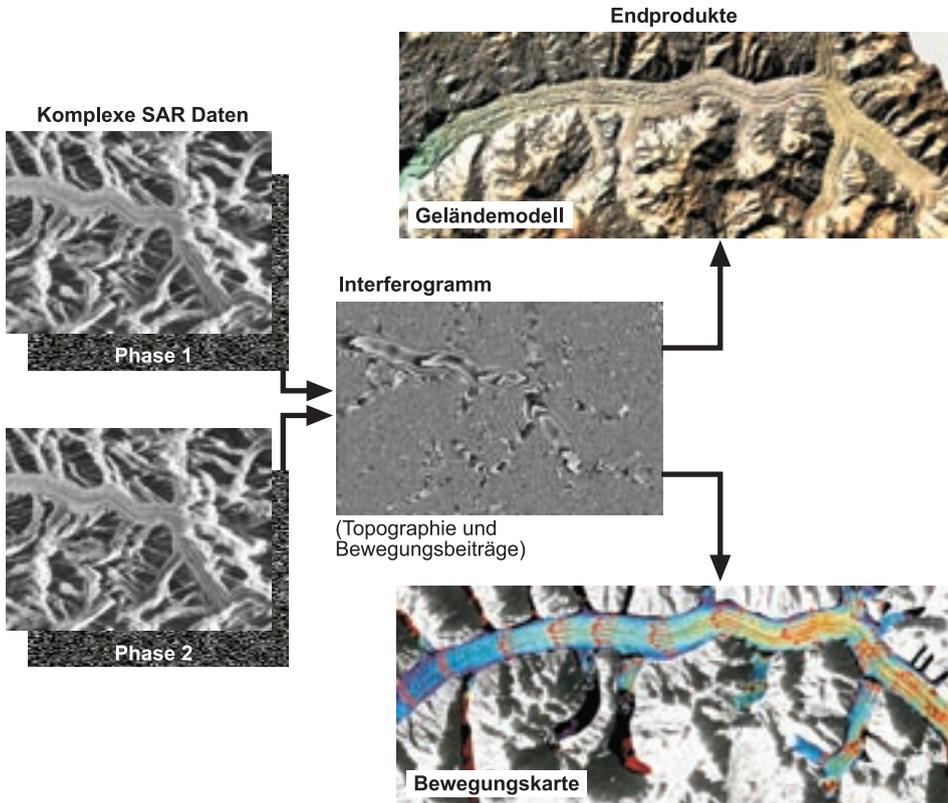


Abb. 2. Flussdiagramm zur interferometrischen Datenverarbeitung.

Die Differenzphase Φ zweier Radaraufnahmen aus räumlich versetzten Aufnahme-positionen enthält dagegen Beiträge aus Oberflächentopographie (h), Oberflächen-verschiebung (v), atmosphärischen Veränderungen (a), sowie verschiedene Rausch-beiträge (n), die vom Sensor selbst sowie von der räumlichen und zeitlichen Dekorrelation der Streuzentren innerhalb eines Pixels herrühren, und lässt sich mit folgender Formel beschreiben:

$$\Phi = \Phi_h + \Phi_v + (\Phi_a + \Phi_n)$$

Die Ausführungen beziehen sich auf den allgemeineren „Repeat-pass“-Fall; im „Single-pass“-Fall verschwinden Φ_v und Φ_a sowie der Beitrag der zeitlichen Dekorrelation zu Φ_n . Für die Topographie h und die Oberflächenverschiebung in Sensor-blickrichtung v_{LOS} gilt:

$$h = \frac{\lambda r \sin \theta}{4\pi B} \Phi_h$$

$$v_{\text{LOS}} = \frac{\lambda}{4\pi} \Phi_v$$

Dabei ist λ die Wellenlänge (ca. 6 cm für ERS), θ der Blickwinkel des Radarsensors bezüglich der Senkrechten (ca. 23° für ERS) und B die sogenannte Basislinie, d. h. der räumliche Versatz der beiden Aufnahme-positionen senkrecht zur Blickrich-

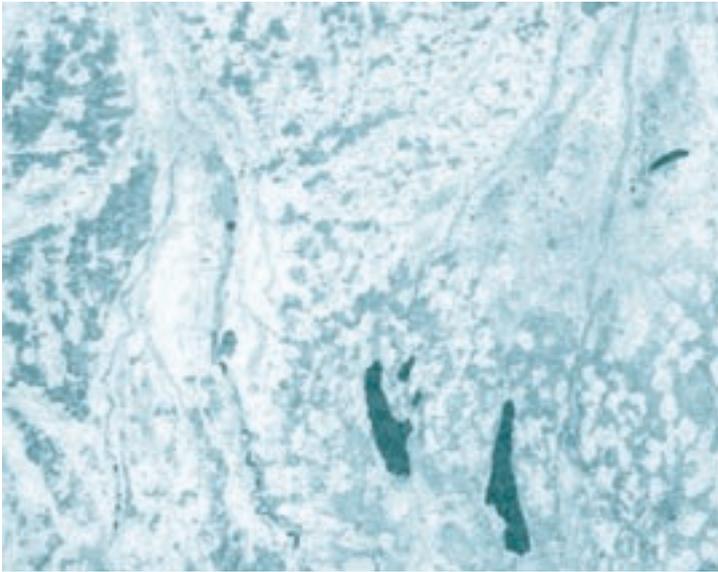


Abb. 3. Kohärenzkarte des Gebietes westlich von München.
Die dunklen Flächen zeigen geringe Kohärenz an (wie z. B. bei Wäldern und Gewässern).

tung. Die Empfindlichkeit der Phase gegenüber der Topographie wird mit abnehmender Basislinie immer geringer. Für die Ableitung von interferometrischen Höhenmodellen geeignete Basislinien liegen für ERS meist zwischen 50 und 300 m. Für die exklusive Beobachtung von Oberflächenverschiebungen sind dagegen kleine Basislinien wünschenswert (s. a. nächster Abschnitt). Die Abbildung 2 gibt einen schematischen Überblick für die interferometrische Datenverarbeitung im Repeat-pass-Fall.

Änderungen des atmosphärischen Wasserdampfgehalts beeinflussen die Laufzeit des Radarechos; sie machen sich meist als langwellige ($>10\text{--}20$ km) Verformungen im Phasenbild, Φ_a bemerkbar und können damit die absolute Genauigkeit interferometrischer Höhenmodelle beeinträchtigen, während sie die relative Genauigkeit kaum beeinflussen (HANSEN & FEIJT 1996).

Die Rauschbeiträge Φ_n lassen sich durch die sogenannte Kohärenz veranschaulichen, welche wesentlich die Qualität des abgeleiteten interferometrischen Höhenmodells bestimmt (BAMLER & HARTL 1995). In der Kohärenzkarte (Abb. 3) wird für jeden Punkt die Phasen-Korrelation zwischen den beiden Aufnahmen als Grauwert wiedergegeben. Kohärente Flächen werden hell dargestellt, Flächen mit hoher zeitlicher oder räumlicher Dekorrelation, wie z. B. Gewässer oder Wälder erscheinen dunkel. Kohärenzkarten lassen sich deshalb als eigenständige Produkte erfolgreich zur Bewuchsklassifizierung einsetzen. Mit wachsender Basislinie wächst der Beitrag der räumlichen Dekorrelation aufgrund der immer unterschiedlicheren Blickwinkel der beiden Aufnahmen. In Gebieten in denen Volumenstreuung des Radarsignals eine Rolle spielt wie z. B. in Wäldern, erfolgt die räumliche Dekorrelation bereits bei kleineren Basislinien. Oberhalb einer kritischen Basislinie (bei ERS ca. 1100 m) ergibt sich allein durch diesen Faktor völlige Inkohärenz. Bei inkohärenten Flächen ist eine Ableitung der Geländehöhe nicht mehr möglich. Im vorliegenden Höhenmodell wurden deshalb alle größeren Wasserflächen nachträglich als Flächen eingezeichnet.

Die Arbeitsschritte zur Erstellung eines Interferogramms beinhalten die exakte Anpassung der beiden Bilder aufeinander sowie Filterungen zur Bildverbesserung (EINER & ADAM 1997). Jeder Farbwert repräsentiert einen Phasenwert zwischen 0 und 2π , wobei sich die Farben ständig wiederholen und Streifen (Fringes) bilden (Abb. 4). Im Interferogramm ist die Topographie des Geländes bereits erkennbar.

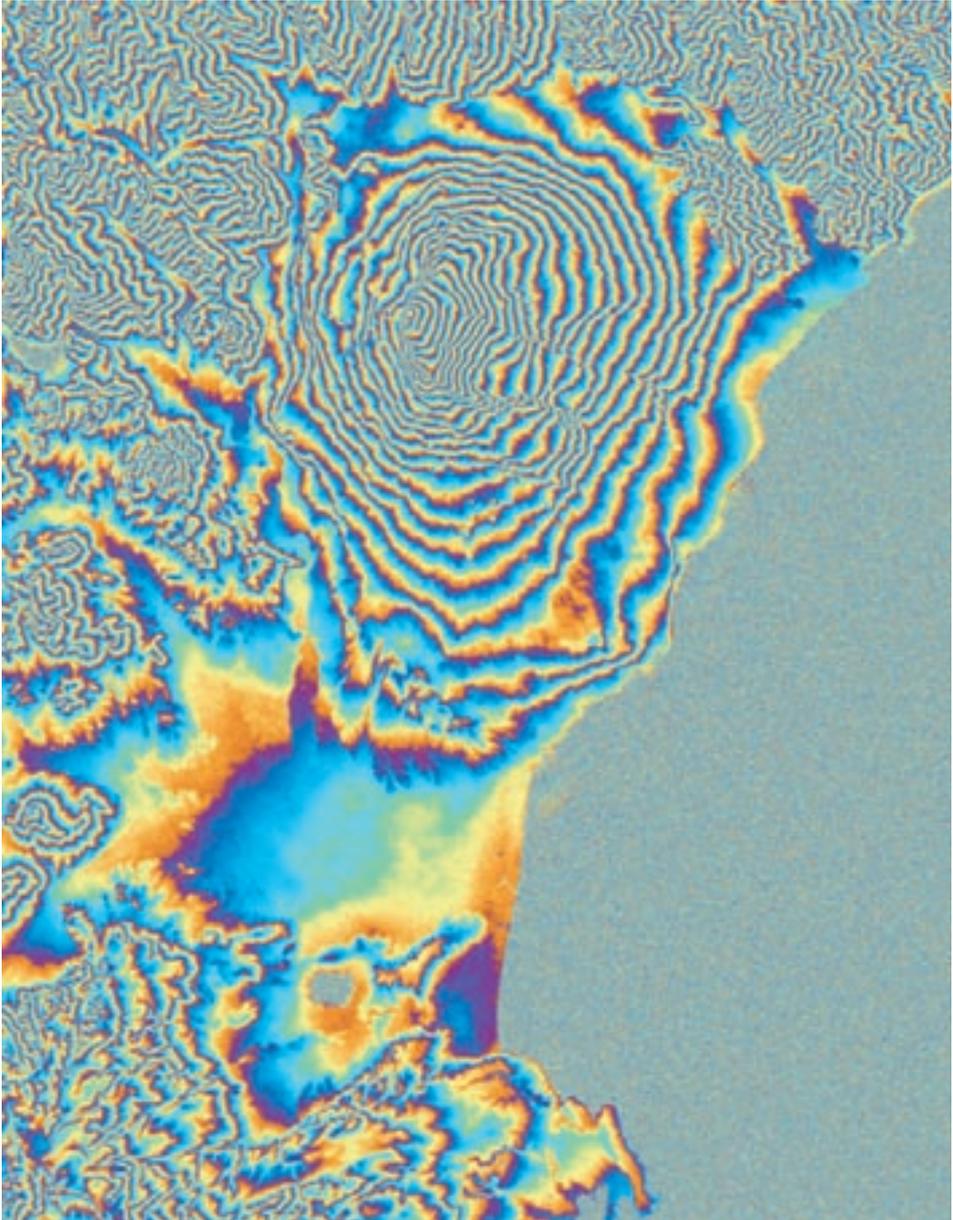


Abb.4. Interferometrische Phase; der Ausschnitt zeigt den Aetna auf Sizilien und das südlich angrenzende Tiefland.

3. Anwendungsgebiete in den Geowissenschaften

Die geowissenschaftlichen Anwendungen der SAR-Interferometrie gliedern sich in zwei Hauptbereiche. Der erste ist die Messung von Oberflächenbewegungen mit differentieller Repeat-Pass Interferometrie (MASSONET & FEIGL 1998). Eine ausführliche Beschreibung dieses Aspekts würde den Rahmen des vorliegenden Artikels sprengen; wir wollen aber an dieser Stelle einen kurzen Überblick geben. Den zweiten Hauptbereich bildet die geologische Interpretation interferometrisch abgeleiteter Höhenmodelle. Am Beispiel des neuen interferometrischen Höhenmodells von Bayern wird dieser Aspekt in den nachfolgenden Beiträgen in diesem Band ausführlich diskutiert werden.

3.1. Messung von Oberflächenbewegungen

Sowohl plötzliche Verschiebungen der Erdoberfläche (z. B. durch Erdbeben, unterirdische Sprengungen) als auch stetige Bewegungen (z. B. Hangrutsche, Gletscherfließen, Magmaintrusion in Vulkane) können mit SAR-Interferometrie gemessen werden. Voraussetzung ist, dass die interferometrische Phase kohärent ist. Zusätzlich zu den schon beschriebenen Faktoren zeitlicher und räumlicher Kohärenz erfordert dies, dass das zugrundeliegende Bewegungsfeld sich räumlich nicht zu schnell ändert. So lassen sich z. B. bei größeren oberflächennahen Erdbeben vor allem Deformationen im Mittel- und Fernfeld der Ruptur beobachten, während der Bewegungsgradient im unmittelbaren Nahfeld (< 10 km) oft zu groß ist. Gleichzeitig muss die Bewegung im Beobachtungszeitraum mindestens etwa ein Zehntel der Radarwellenlänge betragen (für ERS etwa 0.5 cm). Für sehr langsame stetige Bewegungen wie z. B. Bodensenkungen aufgrund von Erdöl/-gas oder Grundwasserförderung erfordert dies lange Beobachtungsperioden. Für sehr lange Beobachtungsperioden (mehrere Jahre) ist die nötige zeitliche Kohärenz in der Regel nur in Trockengebieten oder bei Vorhandensein vieler unveränderlicher erscheinender Streuzentren im Sub-Pixelbereich (Dimensionen typischerweise kleiner 1 m) gegeben (FERRETI et al. 2000). Solche stabilen Streuer können in Form von Felsen natürlich vorkommen; zumeist handelt es sich jedoch um künstliche Objekte, wie Teile von Bauwerken. In Stadtgebieten kann es mehr als 400 stabile Streuer pro km^2 geben. Dies erlaubt die Erstellung von langen interferometrischen Zeitserien von 50 Interferogrammen und mehr. Durch statistische Analyse lassen sich durch dieses Verfahren Absenkungserscheinungen (z. B. aufgrund unterirdischer Baumaßnahmen) mit Genauigkeiten von < 1 mm/Jahr beobachten (FERRETI et al. 2000). Generell müssen für eine quantitative Interpretation der interferometrischen Phase als Bewegung zusätzliche Annahmen über die Orientierung der Bewegung im drei-dimensionalen Raum gemacht werden. Dies folgt aus der Tatsache, dass das Phasenmuster „eindimensional“ ist; d. h. es enthält nur die Bewegungskomponente in Blickrichtung des Sensors. Im günstigsten Fall lassen sich stetige Bewegungen durch eine Kombination von „ascending“ und „descending“ Interferogrammen in zwei Dimensionen bestimmen (JOUGHIN et al. 1998). Für von Null verschiedene interferometrische Basislinien muss zuvor zusätzlich der topographische Anteil durch geeignete Verfahren aus der Phase herausgerechnet werden (JOUGHIN et al. 1998).

Am Beispiel des starken Erdbebens in der Westtürkei im August 1999 lässt sich die interferometrische Messung plötzlicher Bewegung illustrieren. Abbildung 5 zeigt die durch das Erdbeben verursachten Verschiebungen der Erdoberfläche (LANG et al. 2000). Der Verlauf der Störungszone entlang derer die Ruptur erfolgte ist als Symmetrieachse des Phasenmusters klar erkennbar. Die unabhängige Analyse von Seismo-

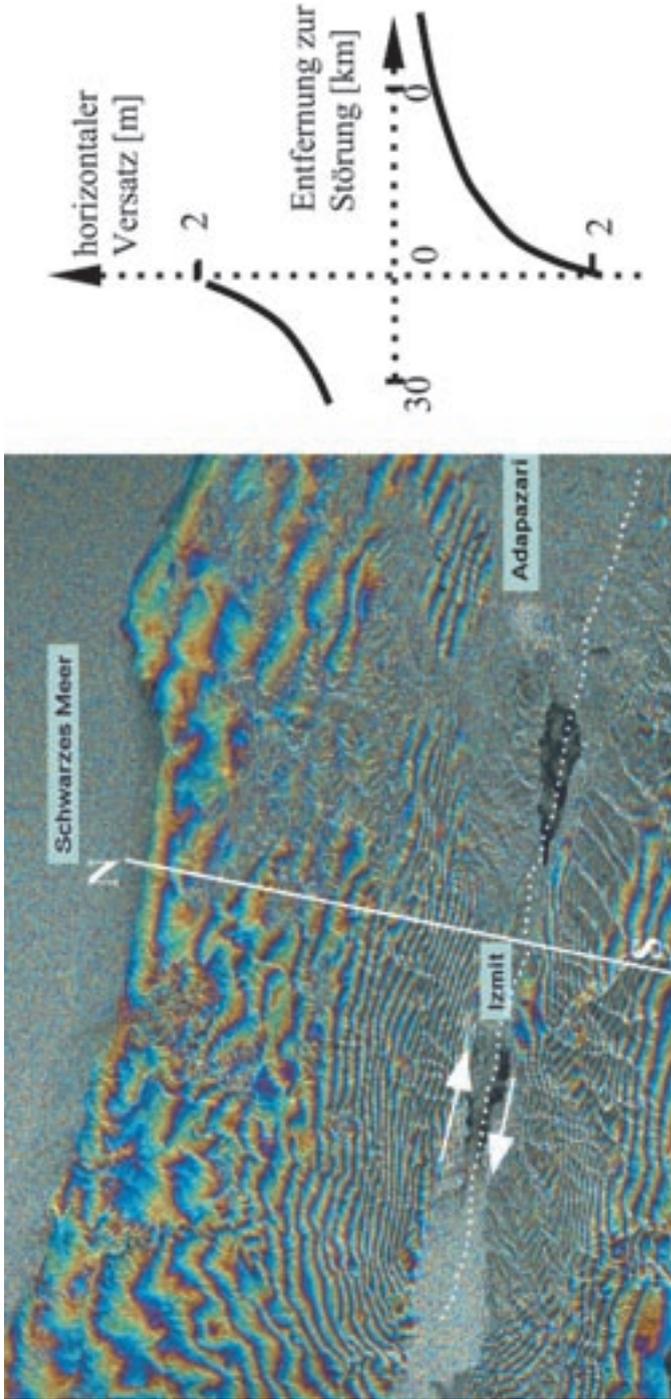


Abb. 5. Verschiebungen durch das Erdbeben in der Westtürkei am 13 August 1999. Links: Interferogramm aus zwei ERS-1 Szenen, 12. August und 16. September 1999. Ein Farbzyklus von rot nach blau entspricht 7 cm horizontaler Verschiebung in Richtung der Verwerfung (Pfeile). Rechts: Versatz in Richtung der Verwerfung gemessen entlang der weißen Linie in der linken Abbildung.

meterdaten ergab einen fast reinen dextralen Scherungsmechanismus. Man kann also annehmen, dass die Bewegung parallel zur Störung und in der Horizontalen verläuft. Unter diesen Annahmen ergibt sich die absolute Bewegung entlang des angezeigten Nord-Südschnitts gemäß der rechten Abbildung.

Ein Beispiel für die Messung stetiger Bewegungen ist die Quantifizierung der Eischwindigkeit des Siachen-Gletschers im Karakorum/Zentralkashmir (RABUS & LANG 2000). Auf der linken Seite der Abbildung 6 wird die interferometrische Phase gezeigt; rechts die abgeleitete Eisbewegung. Es ist angenommen, dass die Bewegung entlang im Radarbild gut sichtbarer Mittelmoränenstrukturen der Neigung der Eisoberfläche folgt. Die Neigung der Eisoberfläche wurde aus einem (ebenfalls interferometrisch bestimmten) Höhenmodell abgeleitet.

3.2. Interferometrische Höhenmodelle

Die in der Radar-Geometrie vorliegenden Phasendifferenzen werden unter Berücksichtigung der Flugbahnen der beiden Antennen für jedes Pixel in Punktkoordinaten im dreidimensionalen Raum umgerechnet (ROTH et al. 1999). Abschließend werden diese Punktkoordinaten in Höhenwerte über dem äquidistanten Gitter einer spezifizierten Kartenprojektion (z. B. UTM oder geographische Länge u. Breite) transformiert.

Die fertigen Geländemodelle decken im Falle von ERS eine Fläche von ca. 100 km × 100 km ab. Um großflächige Geländemodelle erstellen zu können, werden einzelne Datensätze mit Überlappung zu einem Mosaik aneinandergesetzt (KNÖPFLE et al. 1998). Dies erfolgt kantenfrei, indem in den Überlappungsgebieten das gewichtete arithmetische Mittel der betroffenen Höhenwerte gebildet wird. Zusätzlich wird eine lokale sowie eine globale Gewichtung der Höhenwerte unterschieden. Die globale Gewichtung berücksichtigt die geometrische Konstellation der Sensoren zum Zeitpunkt der Aufnahmen. Als lokales Vertrauensmaß für jeden einzelnen Höhenwert wird die Kohärenz herangezogen.

Neben dem Aneinanderfügen benachbarter Szenen eines Streifens, beziehungsweise benachbarter Streifen, gibt es auch die Möglichkeit, Szenen desselben Ausschnittes aus verschiedenen Überflügen zu einem Stapelmosaik übereinander zu legen. Dies ergibt eine Verbesserung des Geländemodells indem durch die erwähnten Methoden der Gewichtung mit zusätzlichen statistischen Tests Höhen- und Lagefehler minimiert werden können. Je mehr Überflüge in die Berechnung der Geländehöhe eingehen, desto eher können Störungen identifiziert und korrigiert werden.

3.3. Technische Unterschiede zu anderen Methoden der Höhenmodellerstellung

Die Höhenmodellerstellung mittels SAR-Interferometrie weist bemerkenswerte Unterschiede zu herkömmlichen Methoden auf. Gegenüber optischen Methoden wie luft- oder raumgestützter Stereophotogrammetrie, bieten aktive Radarsysteme generell den Vorteil der Datenakquisition bei jedem Wetter und auch bei Nacht. Gegenüber dem Luftbild als Datengrundlage besteht zusätzlich der Vorteil der Großflächigkeit und des deutlichen geringeren Preises. Letzterer Vorteil besteht auch gegenüber modernen Laser-Scannergestützten Verfahren zur Höhenmodellgewinnung. Im Gegensatz zu optischen Verfahren gibt es bei der SAR-Interferometrie das klassische Kontrast-

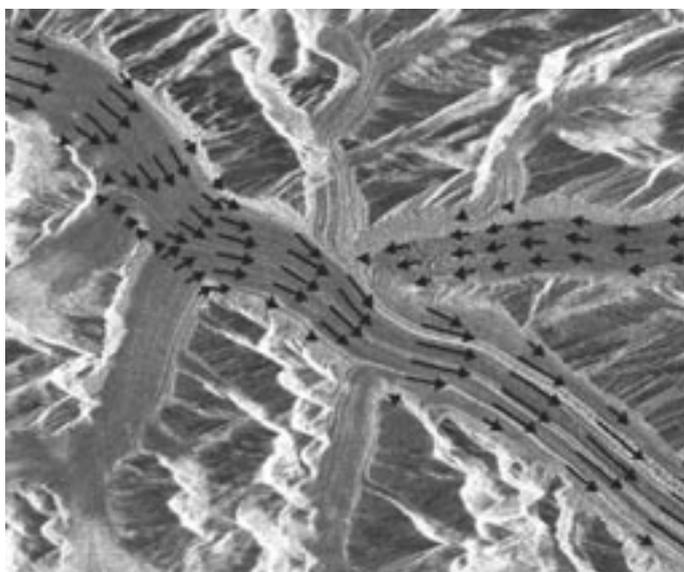
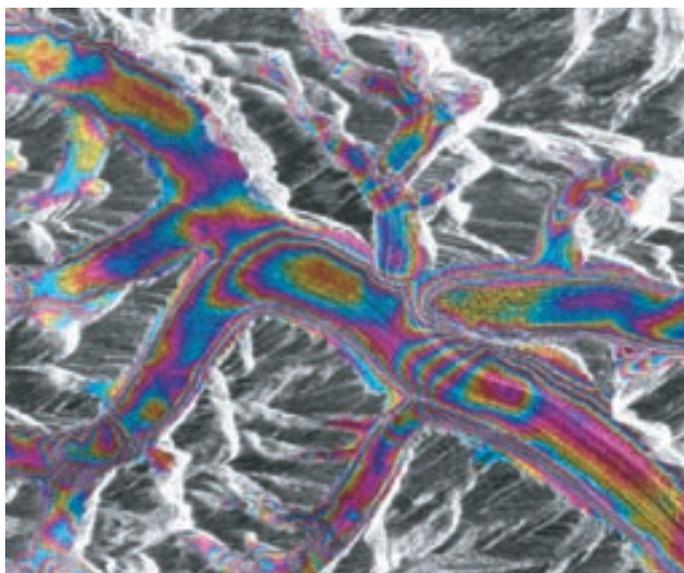


Abb. 6. Interferometrische Phase und abgeleitetes Bewegungsfeld des Siachen Gletscher's, Karakorum/Zentralkaschmir.

problem optischer Verfahren (z. B. über homogenen Flächen wie in Schnee- und Firngebieten) nicht. Ausreichende Rauigkeit der vom Radar beleuchteten Oberflächen im cm-Bereich, sowie die Erfüllung der oben diskutierten Kohärenzbedingungen ist hinreichend für eine gute Signalqualität.

Ein genereller Nachteil aktiver SAR Systeme ist die konstruktionsbedingte Schrägsichtgeometrie (BAMLER & HARTL 1995). Diese macht eine aufwendige Entzerrung der Bilder nötig (Geokodierung). Der Einfallswinkel des Sensors bestimmt zusammen mit dem lokalen Oberflächenneigungswinkel, wo im SAR-Bild sogenannte „Layover-“ und Schattenbereiche auftreten. In solchen übersteuerten bzw. dunklen Bereichen ist die interferometrische Phase völlig inkohärent. Allgemein tritt für sensor-zugewandte Hänge „Layover“ auf falls der Neigungswinkel den Einfallswinkel übersteigt. Der entsprechende Grenzwinkel für Schatten ist 90 Grad minus der Einfallswinkel. Für die ERS-Satelliten bedeutet dies, dass sensor-zugewandte Hänge nur gesehen werden wenn ihre Steigung kleiner als etwa 23 Grad ist (Sensor-abgewandte Hänge werden dagegen noch bis 67 Grad gesehen). Diese Sensoren sind deshalb für die Höhenmodellerstellung im Hochgebirge nur eingeschränkt tauglich. Bei der SRTM-Mission beträgt der Einfallswinkel etwa 50 Grad, womit bessere Ergebnisse erzielt werden; allerdings liegen jetzt sensor-abgewandte Hänge ab 40 Grad Neigung im Schatten. Während unterschiedlicher Flugrichtung des Sensors – SE->NW („ascending“) und NE->SW („descending“) – aufgezeichnete Daten haben nicht-deckungsgleiche Layover/Schattenbereiche. Durch geeignete Verschneidung der Daten im Stapelmosaik lässt sich deshalb eine Reduktion der ungültigen Fläche erreichen. Ein nicht auf diese Weise korrigierbarer Nachteil speziell der Repeat-pass-Systeme ist die unterschiedliche zeitliche Dekorrelation je nach Oberflächentyp. Als Konsequenz sind mit ERS-Tandem-Interferometrie erstellte Höhenmodelle von bewaldeten Gebieten deutlich verrauschter und ungenauer als solche von nicht bewaldeten Gebieten. Die Single-pass interferometrie umgeht dieses Problem; hier werden sogar Wasserflächen höhenrichtig abgebildet.

Zusammenfassend kann man sagen, dass die SAR-interferometrische Höhenmodellerstellung eine hervorragende Ergänzung zu herkömmlichen Methoden darstellt, diese aber nicht völlig ersetzt.

3.4. SAR-Interferometrie-Höhenmodell von Bayern

Das in der Kartenbeilage als eingefärbte Reliefdarstellung vorgestellte Höhenmodell überdeckt das gesamte Landesgebiet von Bayern, sowie Teile von Baden-Württemberg, Hessen, Österreich und Tschechien. Es ist ein Mosaik aus insgesamt 87 auf ERS-1/2 Tandem Einzeldatensätzen berechneten interferometrischen Höhenmodellen, davon 20 mit „ascending“ und 67 mit „descending“ Aufnahmegeometrie. Die abgedeckte Fläche beträgt 160 000 km²; die Bildauflösung ist 25 m × 25 m. Abbildung 7 zeigt farbig kodiert den Überdeckungsgrad, d. h. die Anzahl der gestapelten Höhenmodelle für jedes Pixel; die Grenzen der Einzeldatensätze sind ebenfalls erkennbar. Die Lagegenauigkeit des Höhenmodell-Mosaiks ist besser als ein Pixel; die Höhengenaugigkeit schwankt je nach Überdeckungsgrad und Geländetyp. Für 5-fache Überdeckung und nicht bewaldete Gebiete beträgt sie etwa 2–4 m für Flachland, 6 bis 10 m für Mittelgebirge. Für bewaldete Mittelgebirge sind Genauigkeiten von 15–30 m erreichbar. In alpinem Relief liegt die Höhengenaugigkeit im allgemeinen unter 30 m (KOSMANN et al. 2001)



Abb. 7. Datenüberdeckung zum Höhenmodell Bayern; der Ausschnitt entspricht der Kartenbeilage. Der Überdeckungsgrad ist farbkodiert (siehe Zahlen).

4. Literatur

- BAMLER, R., & HARTL, P. (1998): Synthetic aperture radar interferometry. – *Inverse Problems*, **R 14**: 1–54, Zeist.
- BAMLER, R., EINEDER, M. & BREIT, H. (1996): The X-SAR single-pass interferometer on SRTM – expected performance and processing concept. – *Proc. EUSAR'96*: 181–184, Königswinter.
- EINEDER, M. & ADAM, N. (1997): A Flexible System for the Generation of Interferometric SAR Products. – *Proc. IGARSS'97*: 180–196, Singapore.
- FERRETTI, A., PRATI, C. & ROCCA, F. (2000): Monitoring of Terrain Motion Using the PS Technique. – *Proc. EUSAR2000*, 22–25 May 2000: 115–118, München.
- HANSSEN, R. & FEIJT, A. (1996): A first quantitative evaluation of atmospheric effects on SAR interferometry. – *Proc. ESA FRINGE'96 Workshop*: 211–220, Zürich.
- JOUGHIN, I.R., KWOK, R. & FAHNESTOCK, M.A. (1998): Interferometric estimation of three-dimensional ice-flow using ascending and descending passes. – *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, **36**: 115–144, Piscataway.
- LANG, O., IGEL, H., RABUS, B., DECH, S. & BAMLER, R. (2001): Einsatz interferometrischer Radarfernerkundung zur Erfassung von Naturkatastrophen. – *PGM*, **145**: 28–35, Würzburg
- KNÖPFLE, W., STRUNZ, G. & ROTH, A. (1998): Mosaicking of Digital Elevation Models derived by SAR Interferometry. – *Intern.l Arch. Photogrammetry Remote Sensing*, **32**: 306–313, Valladolid.

- KOSMANN, D., KNÖPFLE, W., RABUS, B. & ROTH, A. (2001): A large area digital elevation model from ERS-1/2 tandem data. – Proc. ISPRS WG I/5: 45–49, Hannover.
- MASSONNET, D. & FEIGL, K. (1998): Radar interferometry and its applications to changes in the earth's surface. – Rev. Geophys., **36**: 441–500, Washington D.C.
- RABUS, B. & LANG, O. (2000): Ice Motion and Topography in the Siachen Glacier Area, Central Kashmir, derived with an operational processing system for INSAR-DEMs. – Proc. of Fringe '99, ESA SP-478: 111–119, Liège.
- ROTH, A., KNÖPFLE, K., RABUS, B., GEBHARDT, S. & SCALES, D. (1999): GeMoS – A System for the Geocoding and Mosaicking of Interferometric Digital Elevation Models. – Proc IGARSS'99: 151–160, Hamburg.

Manuskript bei der Redaktion eingegangen am 11. 4. 2002.

Das fränkische Schichtstufenland auf dem SAR-interferometrischen Höhenmodell

Von WALTER FREUDENBERGER

In memoriam Dr. ULRICH EMMERT († 19.07.2000)

Mit 6 Abbildungen

Schlüsselworte: N-Bayern – Mainfranken – Schichtstufenlandschaft – Gelände- bzw. Höhenmodell – Luftbildauswertung – Trias – Tektonik

Kurzfassung: Das aus Radardaten gerechnete Höhen- oder Geländemodell zeigt sehr anschaulich die Topographie und feinste Details des Geländereiefs. Es bietet eine Vielzahl geowissenschaftlicher Informationen zur Geomorphologie, Geologie und Tektonik. Das Geländemodell wird hinsichtlich seiner Aussagekraft im Bereich der fränkischen Schichtstufenlandschaft getestet und an ausgewählten Beispielen erläutert.

The Franconian scarplands as seen on the SAR-interferometric topographic elevation model

Keywords: Northern Bavaria – Lower Franconia („Mainfranken“) – scarplands – landscape and topographic elevation models – aerial photography interpretation – Triassic – Tectonics

Abstract: Topographic elevation and landscape models derived from radar data display very vividly topography and even minor details of the topographic relief. They give a multitude of information regarding geomorphology, geology and structural geology. The landscape model has been applied to the Franconian scarplands and selected examples are explained.

Inhalt

1. Vorbemerkung	250
2. Landschaftsgliederung	251
2.1. Schichtstufenlandschaft	251
2.2. Geologische Strukturen	252
2.3. Flusssystem Main.	253
3. Tektonik	256
3.1. Verbiegungen.	256
3.2. Störungen.	258
4. Literatur	259

Anschrift des Verfassers: Dr. WALTER FREUDENBERGER, Bayerisches Geologisches Landesamt, Heßstraße 128, D-80797 München.

1. Vorbemerkung

Das interferometrische Höhenmodell des Freistaates Bayern, das aus ERS-Tandemdaten, hochauflösenden Radardaten, vom Deutschen Zentrum für Luft- und Raumfahrt (DLR) gerechnet und als beleuchtetes Relief im Maßstab 1:500 000 dargestellt wurde, bietet eine hervorragende Ergänzung zu herkömmlichen optischen Methoden wie luft- und raumgestützter Stereophotogrammetrie (vgl. RABUS & KNÖPFLE 2002). Das digitale Höhenmodell zeigt sehr anschaulich die Topographie und feinste Details des Geländereiefs. Ein Fülle geowissenschaftlicher Informationen ist diesem Geländemodell zu entnehmen. Neben dem geomorphologischen Formenschatz sind besonders deutlich geologische Zusammenhänge, tektonische Lineamente und Strukturen ersichtlich. Das SAR-Geländemodell wird hinsichtlich seiner Aussagekraft im Bereich der fränkischen Schichtstufenlandschaft getestet. Unverzichtbar für dieses Vorhaben ist der direkte Vergleich mit der Geologischen Karte von Bayern 1:500 000 (BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.] 1996).

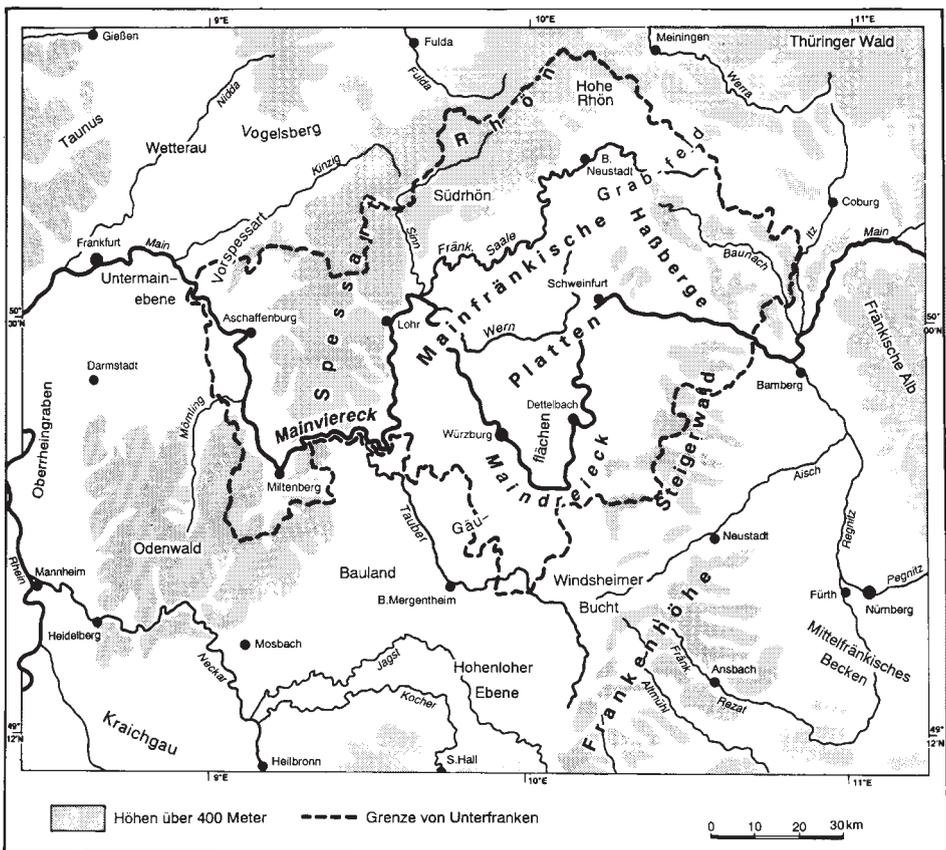


Abb. 1. Wichtigste Landschaften Mainfrankens (aus MÜLLER 1996: 21).

2. Landschaftsgliederung

Auf dem SAR-Geländemodell lässt sich beeindruckend die naturgeographische Gliederung nach MÜLLER 1996) der fränkischen Landschaft (Abb. 1) nachvollziehen. Folgende Einheiten sind unterscheidbar:

- nordwestliche Rahmenhöhe (Odenwald–Spessart–Rhön)
- Mainfränkische Platten (Gebiet etwa zwischen Tauber, Maindreieck und Fränkischer Saale, also von den Gäuflächen bis zum Grabfeld)
- östliche Rahmenhöhen (Frankenhöhe–Steigerwald–Haßberge)
- Mittelfränkisches Becken mit Regnitzgrund (zwischen Frankenhöhe bzw. Steigerwald und Fränkischer Alb)
- Fränkische Alb

Der Main mit seinen Nebenflüssen ist das zentrale Entwässerungssystem, weshalb der Begriff Mainfranken seine Berechtigung hat. Hügelige Formen bestimmen das Landschaftsbild, das sich aus flachwelligen Hochflächen und darin eingesenkten Tälern zusammensetzt.

2.1. Schichtstufenlandschaft

Die fränkische Schichtstufenlandschaft (Abb. 2) entstand bei flacher Neigung des Schichtverbandes und bei unterschiedlicher Verwitterungsresistenz der einzelnen Gesteinspakete. Der Wechsel harter und weicher, wasserdurchlässiger und wasserun-

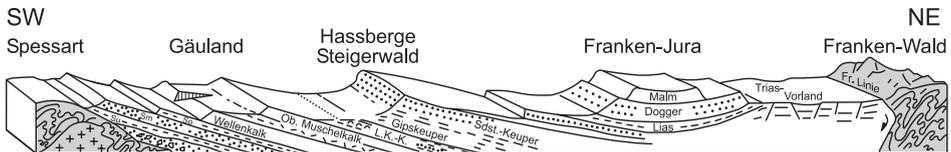


Abb. 2. Schematischer Profilschnitt des fränkischen Schichtstufenlandes zwischen Spessart und Frankenwald (aus KNETSCH 1963: 287).

durchlässiger Schichten war und ist bei der Reliefgestaltung von Bedeutung. Widerständige Gesteine (z. B. Sand- und Kalkstein) bilden meist Steilstufen (z. B. im Mittleren Buntsandstein des Spessarts oder im Malm der Fränkischen Alb), weniger widerständige Schichten (z. B. Silt- und Tonstein) die sanften Böschungen unterhalb der Steilstufen (beispielsweise die Oberen Röttonsteine unter dem Wellenkalkanstieg). Markantester triassischer Stufenbildner in der fränkischen Schichtstufenlandschaft ist der Sandsteinkeuper (Frankenhöhe bis Hassberge). Im Jura ist der Anstieg zum Doggersandstein und vor allem der westliche Malm-Anstieg der Frankenalb sehr markant und auch auf dem SAR-Geländemodell sehr deutlich zu sehen.

Entscheidende Merkmale der Landschaftsentwicklung waren die tertiäre, insbesondere strukturell gesteuerte, flächenhafte Tieferlegung und eine ergänzende, hangversteilende Flächenexpansion („restriktive Flächenbildung“) sowie die nachfolgende überwiegend quartäre Zertalungsdeformation (BOLDT 1998, 2001).

Während sich die Gäufläche Mainfrankens etwa im 300-m-Niveau (ü. NN) ausbreitet, erreicht der Stufenrand, beispielsweise am westlichen Steigerwald nahezu 500 m. Der Anstieg erfolgt dort über eine gut entwickelte Schichtentreppe, verursacht durch harte Gesteinsbänke zwischen den weicherer Gipskeuperschichten (EMMERT 1991).

Zeugenberge belegen die erosive Rückverlegung des Deckgebirges. Dies ist auf dem SAR-Geländemodell eindrucksvoll zu sehen vor der Keuperstufe am westlichen Steigerwald und vor allem vor dem Malm-Anstieg längs der westlichen Frankenalb. Bei rückschreitender Erosion bleiben diese „Auslieger“ als Reste der Stufen in mehr oder weniger großer Entfernung vor dem Stufenrand erhalten. Sporne und Bergnasen sind die ersten Anfänge der Zeugenbergbildung. Vor der Jurastufe der Fränkischen Alb ist ebenfalls deutlich zu sehen, wie Tälchen nach verschiedenen Richtungen in den Stufenrand eingreifen, einzelne Felspartien isolieren und vom Haupttrand der Stufe lösen.

2.2. Geologische Strukturen

Verschiedene Gesteine treten in der Morphologie der Landschaft unterschiedlich in Erscheinung und bilden eine entsprechende Geländeform und das Relief. So können verschiedene geologische Körper aufgrund ihrer morphologischen Eigenschaften differenziert werden. Ferner ist die Art des Entwässerungsnetzes von ausschlaggebender Bedeutung (vgl. BODECHTEL 1969). Ursache dieser Formgebung ist die Lithologie (Petrovarianz) der anstehenden triassischen und jurassischen Gesteine.

Die Morphologie und damit das SAR-Geländemodell zeichnen daher deutlich den Ausbiss der geologischen Einheiten der Trias und des Juras nach. Abbildung 3 zeigt eine einfache Skizze, die den Ausstrich des Buntsandsteins des Muschelkalks, des Unteren Keupers, des Gipskeupers, des Sandsteinkeupers sowie des Juras veranschaulicht. Noch deutlicher wird die enge Beziehung zwischen Geologie und Geomorphologie im direkten Vergleich des Geländemodells mit der Geologischen Karte von Bayern 1:500 000.

Die nordwestliche Rahmenhöhe (Odenwald–Spessart–Rhön) besteht geologisch betrachtet überwiegend aus Buntsandstein. Abgesehen von dem stärker vulkanisch geprägten nördlichsten Teil und vom Vorspessart sind nicht Erhebungen, sondern einzelne, tief eingeschnittene Täler kennzeichnend v. a. für den Spessart (vgl. SCHWARZMEIER 1993).

Die Mainfränkischen Platten (Gebiet etwa zwischen Tauber, Mairdreieck und Fränkischer Saale, also von den Gäuflächen bis zum Grabfeld) sind geprägt durch den Ausstrich des Muschelkalks, des Unteren Keupers und des unteren Gipskeupers. Die steilen Talhänge des Mains und seiner Nebenflüsse und -bäche im Mairdreieck im Raum Würzburg werden von den harten Kalk- und Kalkmergelsteinen des Oberen Muschelkalks gebildet. Die Tonsteine des Gipskeupers (Mittlerer Keuper) verursachen die weichen, flachwelligen Landschaftsformen. Die teilweise mächtige Lößbedeckung wirkt reliefausgleichend, besonders deutlich zu sehen auf dem SAR-Geländemodell in der Gäulandschaft NE und SE Würzburg.

Die östlichen Rahmenhöhen (Frankenhöhe–Steigerwald–Haßberge) sind geologisch überwiegend aus oberem Gipskeuper und östlich anschließend aus Sandsteinkeuper aufgebaut. Die Besonderheiten der Landschaft wurden bereits oben beschrieben.

Das Mittelfränkisches Becken mit Regnitzgrund (zwischen Frankenhöhe bzw. Steigerwald und Fränkischer Alb) besteht von W nach E aus Sandsteinkeuper, Oberem Keuper und Lias. Weite Flugsandfelder finden sich im Nürnberger Raum.

Die Fränkische Alb besteht aus Dogger und Malm mit einzelnen, nach E zunehmenden Kreidevorkommen. Der herausragenden Struktur des Nördlinger Rieses,

Geologische Übersicht von Bayern

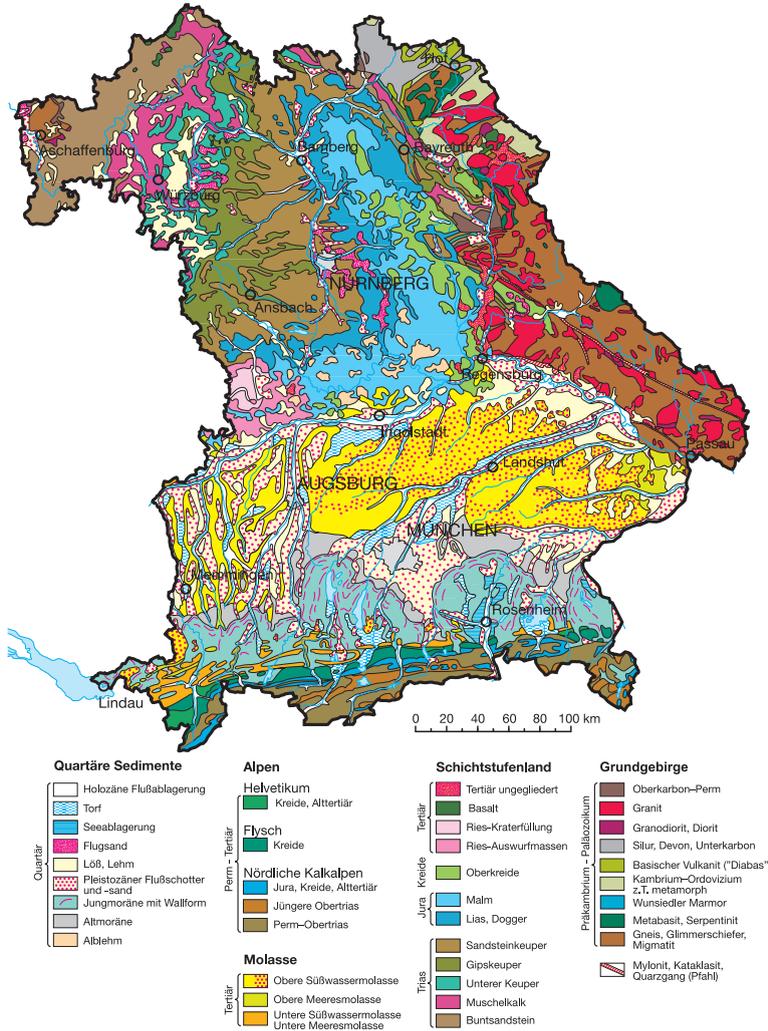


Abb. 3. Geologische Übersichtskarte von Bayern.

jenes kreisrunden Meteoritenkraters, mit seinen Besonderheiten ist ein eigenes Kapitel gewidmet (vgl. HÜTTNER & SCHMIDT-KALER 1999; GROISS, HAUNSCHILD & ZEISS 2000; GEIß 2003).

2.3. Flusssystem Main

Das Flusssystem des Mains entwässert den gesamten bayerischen Teil des Schichtstufenlandes in nordwestlicher Richtung zum Rhein. Erst jenseits der Wasserscheide der Fränkischen Alb sind die Bäche und Flüsse heute donautributär und entwässern in südöstlicher Richtung.

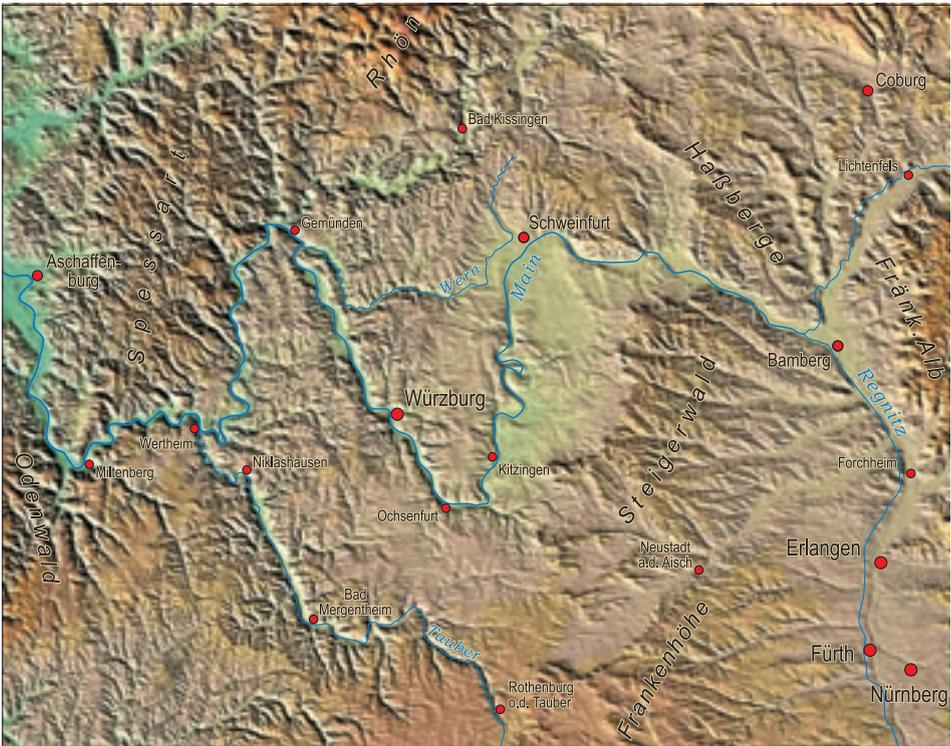


Abb. 4. Ausschnitt aus dem SAR-Geländemodell (aus SW belichtet).

Am Beispiel des Entwässerungssystems des Mains kann gezeigt werden, wie das SAR-Geländemodell zur Interpretation einer Landschaft bzw. deren Entwicklungsphasen beitragen kann.

Der nördliche Steigerwald grenzt unmittelbar an das noch junge, tiefe Durchbruchstal des Mains. Die für den nördlichen Steigerwald und die südlichen Haßberge typischen engen, schluchtartigen Talformen entstanden, weil die Wasserläufe auf kurzer Entfernung zur Talau des Mains rund 260 Höhenmeter überwinden müssen. Im Gegensatz dazu stehen die sehr viel älteren, weicheren Landschaftsformen des südlichen und östlichen Steigerwaldes mit ihren breiten Talformen. Diese Landschaft ist schon von einem älteren Talsystem herausmodelliert worden und weist deutlich geringere Höhenunterschiede auf. W-E-gerichtete Talzüge zerschneiden daher bei geringem Gefälle die Ostabdachung des Steigerwaldes (Abb. 4). Im W enden sie am Steigerwaldrand als „geköpfte“ Täler, d. h. ihr Oberlauf ist bei der Herausbildung der Keuperlandstufe abgeschnitten worden (EMMERT 1987, 1991).

Nach dem bruchtektonisch bedingten Durchbruch des Mains zwischen dem Steigerwald und den Haßbergen (KRAUSE 1990) strömt der Main der Schweinfurter Mulde zu, wobei er die weichen Schichten des Unteren Keupers weitflächig erodieren konnte. Im weiteren Verlauf biegt der Fluss etwa bei Schweinfurt im rechten Winkel nach S um, als ob er vor dem Ausbiss des harten Oberen Muschelkalks abgedrängt würde und bildet so den östlichen Schenkel des Mairdreiecks. Die im SAR-Geländemodell (Abb. 5) deutlich zu sehende breite Niederungsfläche im Steigerwald-Vorland ver-

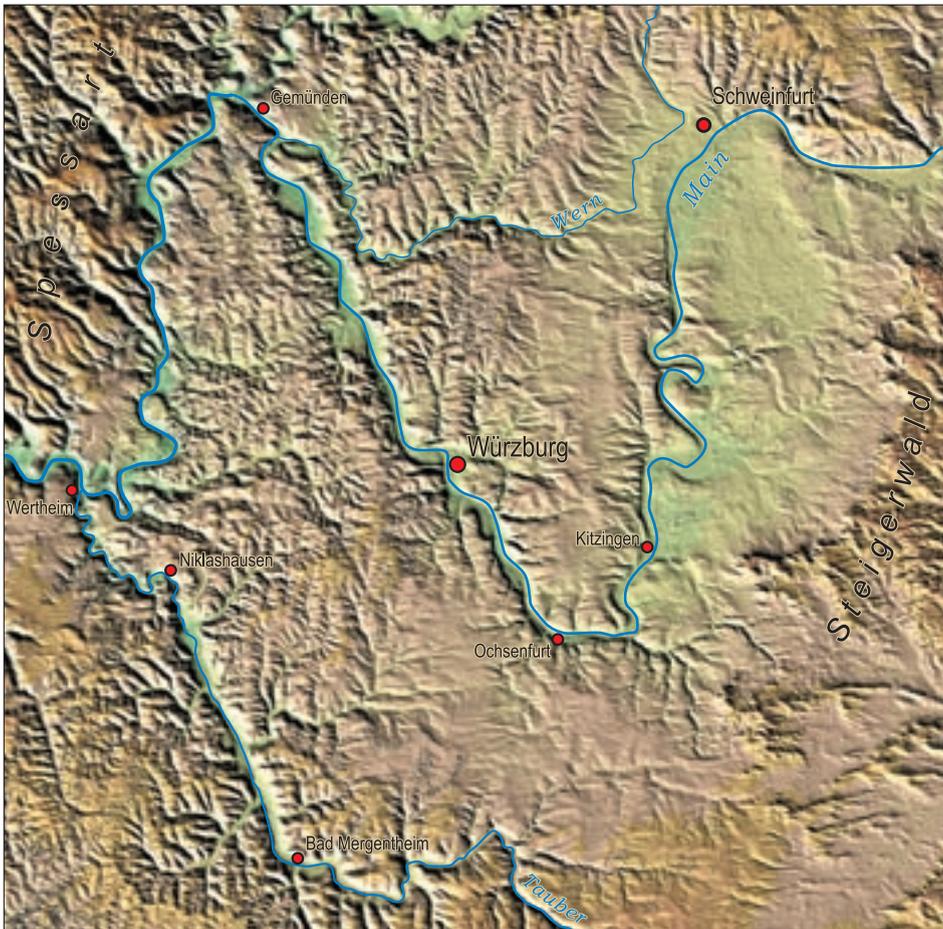


Abb. 5. Ausschnitt aus dem SAR-Geländemodell (aus SW belichtet und vergrößert).

anschaulicht, wie der Main die weichen tonigen Schichten des Gipskeupers und des Unteren Keupers ausgeräumt hatte.

Das Relief legt aber auch nahe, dass eine frühe Entwässerung von Schweinfurt nach W über das Werntal möglich hätte sein können. Bisher gelang aber dieser Nachweis nicht, der durch Mainschotter im Werntal belegt sein müsste (FREUDENBERGER im Druck).

Gesäumt von Steilhängen durchbricht der Main von Ochsenfurt über Würzburg in nordwestlicher Richtung die gesamte Muschelkalkschichtenfolge und bildet so den westlichen Mairdreiecksschenkel. Hierbei quert er den tektonisch angelegten Thüngerseimer Sattel, um schließlich bei Gemünden im Übergang vom Oberen zum Mittleren Buntsandstein anzugelangen. Dort biegt der Main vor dem Anstieg der Spessartschwelle, die durch den Ausbiss der harten Schichtenfolge des Buntsandstein markiert ist, erneut um und fließt über Lohr nach S zur Südostecke des Mainvierecks. Von Wertheim-Urphar aus durchbricht der Main nun auch den Buntsandsteinriegel der Spessart-Odenwald-Schwelle in westlicher Richtung. Bei Miltenberg, der Südwest-

ecke des Mainvierecks, erfolgt eine erneute Richtungsänderung, der Main fließt nun nach N zum Aschaffener Becken.

Auch das SAR-Geländemodell zeigt sehr deutlich die Parallelität einzelner SSE-gerichteter Talabschnitte in Mainfranken. Nahezu parallel sind die Talabschnitte des westlichen Mainvierecks, des westlichen Mairdreiecks, des mittleren Taubertals (zwischen Bad Mergentheim und Niklashausen), des unteren Regnitz- und des unteren Bauernbachtals. Diese S-gerichteten Talabschnitte sind Teil eines alt angelegten Entwässerungssystems, „arvernensistypisch“ i. S. RUTTES (1987), denn im Tertiär (Miozän/Pliozän nach EMMERT 1991) liegt auch die Main-Region nach S entwässernd in den Einzugsgebieten riesiger Nebenflüsse der Donau (RUTTE zuletzt 1990; vgl. SCHWARZMEIER 1979; BÜTTNER 1990). Infolge tektonischer Bewegungen hebt sich als breite Schwelle die Region zwischen Schwarzwald und Mittelfranken. Damit verliert die Donau erheblich an nördlichem Einzugsgebiet. Im Gefolge tektonischer Absenkungen im Rhein-Main-Gebiet (vgl. STREIT & WEINELT 1971) entsteht unter Übernahme von Teilstücken ehemaliger S-gerichteter Täler ein neuer Fluss, der Main, mit dem Mairdreieck und dem Mainviereck (RUTTE 1987). Die Anzapfung des Bamberger Urmain durch den Aschaffener Urmain im Ältestpleistozän schafft ein neues Flusssystem (zuletzt JERZ 1993; vgl. BOLDT 2001: 161). Der Obermain wird rheintributär. Diese Überlegungen zur Flussgeschichte lassen sich beim Betrachten des SAR-Geländemodells nicht nur beeindruckend klar nachvollziehen, sondern gewinnen erheblich an Plausibilität.

3. Tektonik

3.1. Verbiegungen

Die naturgeographischen Verhältnisse werden in erster Linie von der Geologie beeinflusst. Im Zusammenspiel von Gestein, Klima, Verwitterung, Erosion oder Akkumulation entsteht die Landschaft. Auch die Tektonik und somit die Lagerungsverhältnisse der Gesteine nehmen Einfluss auf die Landschaftsgenese.

Der sonderbare Verlauf des Mains mit seinen zahlreichen N-S-gerichteten Abschnitten ist Beleg dafür, wie ein Fluss entgegen dem allgemeinen Schichteinfallen seinen Weg sucht, wobei er abschnittsweise Muldenstrukturen nutzt und vor Sattelstrukturen ausweicht, aber auch tektonisch vorgegebenen Linien (Verwerfungen) folgt.

Der tektonische Bau in Mainfranken wird durch die Spessart-Rhön-Schwelle bestimmt, deren Heraushebung das generelle SE-Einfallen des mesozoischen Deckgebirges bewirkte. Dieses generelle Einfallen wurde allerdings von regionalen, kleinräumigen Verbiegungen sehr stark überprägt. Das heutige bruchtektonische Bild wird auf Vorgänge verschiedenen geologischen Alters – i. w. seit dem Miozän – zurückgeführt (VOSSMERBÄUMER 1985).

Das SAR-Höhenmodell macht das SE-Einfallen des Schichtstufenlandes sehr deutlich. Legt man ein Höhenprofil, beispielsweise von Aschaffenburg am westlichen Spessarttrand in südöstlicher Richtung über Würzburg und über die Frankenalb N Regensburg, so stößt man regelrecht auf die hochgelegenen Schichtköpfe des Trias-Jura-Stufenlandes, von wo aus ostwärts dann das Gelände abflacht. Durch die Fließrichtung der Flüsse und Bäche zeichnet das Gewässernetz dieses Gefälle nach. Besonders schön zu sehen ist dies auf dem Geländemodell an der E-Abdachung des Steigerwaldes. In Form konsequenter Flüsse und Bäche wird der Schichtneigung

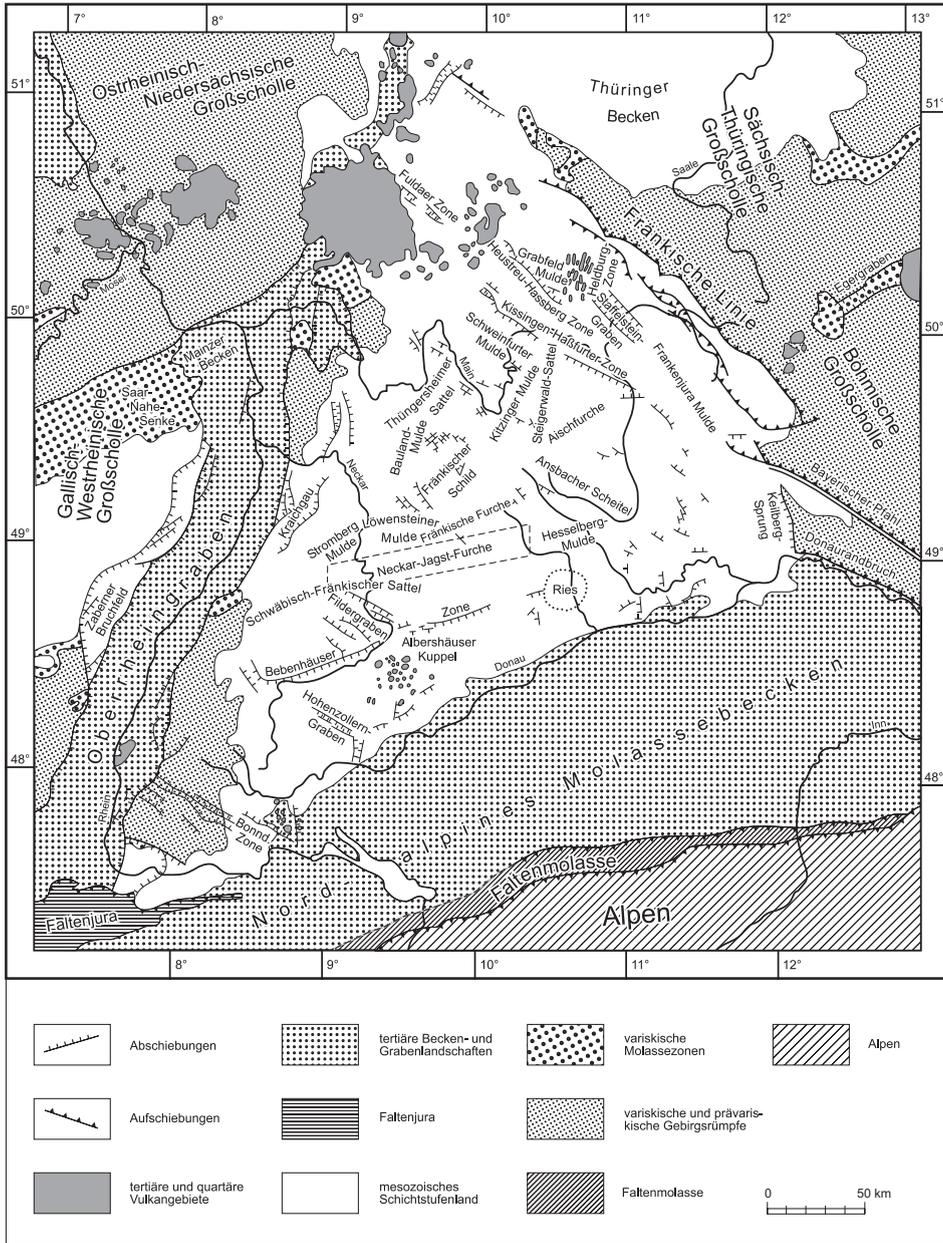


Abb. 6. Tektonische Übersicht (nach DÜRR 1982, aus FREUDENBERGER 1996: 260).

folgend in ESE-Richtung zum Regnitztal zwischen Nürnberg und Bamberg entwässert. Die geologische Karte zeigt, dass man in gleicher Richtung vom Buntsandstein des Spessarts über das Muschelkalkareal etwa bei Würzburg in östlicher Richtung den Keuper des Steigerwaldes und schließlich den Jura der Frankenalb quert, man also von stratigraphisch älteren Schichten in immer jüngere, also vom Liegenden zum Han-

genden des Schichtgebäudes gelangt. Bei vergleichbarer Höhenlage der Schichtköpfe kann man das nur durch ein Einfallen der Schichten nach SE erklären. Allerdings modifizieren tektonische Störungen und regionale Verbiegungen dieses einfache Modell.

Auf dem SAR-Geländemodell sind nur bei direktem Vergleich mit entsprechenden geologischen (GK 500, GK 200) oder tektonischen Übersichtskarten die wichtigsten Verbiegungen zu erkennen (Abb. 6). Zu diesen tektonischen Elementen zählen:

- Spessart–Rhön-Schwelle (auch morphologisches Hochgebiet)
- Schweinfurter Mulde (auch morphologisches Tiefgebiet)
- Kissingen–Haßfurter Sattel (morphologisches Hochgebiet)
- Frankenalb-Furche (teilweise morphologisches Hochgebiet)

3.2. Störungen

Auf dem SAR-Geländemodell sind unzählige lineare Elemente sichtbar, die bereichsweise unregelmäßig oder planlos erscheinen, in ihrer Gesamtheit aber doch deutlich orientiert sind und bestimmte Muster ergeben. Rückschlüsse sind möglich auf:

- Talrichtungen, Gewässernetz
- Kluftrichtungen, Kluftmuster
- Zusammenhang tektonischer Linien und Gewässernetz
- Auswirkungen tektonischer Strukturen auf die Morphologie

Meist entsprechen diese Linien Erosionsrinnen im Gelände. Oft weist die Zertalung auf Bruchstrukturen wie Klufzonen und Verwerfungen hin. Länger durchhaltende, auffällig gerade verlaufende Talabschnitte deuten auf tektonische Bruchstrukturen hin, besonders wenn sich diese Linien über Berg- und Hügellandschaften weiterverfolgen lassen. Derartige bei der Luftbild- oder Geländemodell-Auswertung festgestellte Linien werden als Photolineationen bezeichnet (vgl. STREIT 1977).

Im Rahmen strukturgeologischer Untersuchungen in Mainfranken ermittelte VOßMÉR-BÄUMER (1985) Kluft- und Störungsmuster und verglich diese mit einer Talnetzanalyse. Er stellte fest, dass Kluft- und Störungsmuster nicht deckungsgleich sind, denn Klüfte folgen sehr klar eggischen (ESE) bis rheinischen (NNE) bzw. hercynischen (SE) Richtungen, während Verwerfungen i. w. hercynisch (SE) bis fränkisch (SSE) streichen. Ferner stellte er fest, dass der direkte Einfluss von Störungen (und Schichtlagerung) auf das gegenwärtige Talnetz ausgesprochen gering ist. Weit größere Bedeutung habe das Kluftmuster. Diese Untersuchungen zeigen, dass bei der Interpretation von Photolineationen größte Vorsicht geboten ist.

Der Blick auf das SAR-Geländemodell zeigt jedoch sehr deutlich die Großstörungen am Rande der Süddeutschen Großscholle wie Donaurandbruch, Bayerischer Pfahl und Fränkische Linie sowie zahlreiche Elemente im bruchtektonisch besonders stark geprägten Obermain–Naab-Bruchschollenland zwischen Frankenalb-Furche und Fränkischer Linie. Jene Gebiete sind allerdings nicht Gegenstand der vorliegenden Erörterung, wenngleich sie zum Verständnis der tektonischen Vorgänge innerhalb des Schichtstufenlandes mit einbezogen werden müssen. Es ist verblüffend, wie sehr die Richtungen der oben genannten Großstörungen auch im Lineationsmuster Mainfrankens vertreten sind (vgl. KRAUSE 1990; BÜTTNER et al. 1994).

Verfolgt man beispielsweise den Bayerischen Pfahl, jene Störungszone, die von Sulzbach über 200 km bis in den Raum Linz/Donau zu verfolgen ist, nach NW ins

Schichtstufenland, so trifft man auf das Main-Durchbruchstal NW Bamberg, die Haßfurt–Kissinger Störungszone und schließlich exakt auf den Vogelsberg in Hessen. Das schildförmige Vulkanmassiv Vogelsberg ist radial zertalt, wodurch der Vulkankegel auf dem Höhenmodell deutlich hervorsticht.

Die Auswertung des SAR-Geländemodells sowie entsprechender Luftbilder legt nahe, dass auch weite Bereiche der Frankenhöhe, des Steigerwaldes, der Haßberge sowie der Frankenalb durch Klüftzonen und Verwerfungen in Bruchschollenmuster zerlegt sein müssen. Diese Trennflächen haben vermutlich nur selten größere Verwerfungsbeträge, können aber wegen der relativ mächtigen und in der Mächtigkeit variierenden, teilweise recht eintönigen Sandsteinserien z. B. im Ausstrich des Sandsteinskeupers bei der geologischen Kartierung nicht immer erkannt, höchstens vermutet werden (vgl. STREIT 1977). Somit bietet auch hier das SAR-Geländemodell sehr gute Möglichkeiten, die Geologie über die Landschaftsformen besser zu erschließen.

4. Literatur

- BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.] (1996): Geologische Karte von Bayern 1: 500 000, mit Erläuterungen. – 4. Aufl.: 329 S., München.
- BODECHTEL, J. (1969): Geologische Luftbildinterpretation im süddeutschen Schichtstufenland bei Ansbach (Bayern). – Geol. Bl. NO-Bayern, **19**(1/2): 29–40, Erlangen.
- BOLDT, K.-W. (1997): Entwicklung von Schichtstufenlandschaften durch restriktive Flächenbildung – das Beispiel der fränkischen Haßbergstufe und ihres westlichen Vorlandes. – Petermanns Geogr. Mitt., **141**: 263–278, Gotha (Justus Perthes).
- BOLDT, K.-W. (2001): Känozoische Geomorphogenese im nordöstlichen Mainfranken. – Würzburger Geogr. Arb., **96**: 405, Würzburg.
- BÜTTNER, G. (1990): Entwässerte Nordfranken im Plio-Pleistozän nach Süden? (Eine kritische Betrachtung der Flußgeschichte Frankens). – Naturwiss. Jb. Schweinfurt, **8**: 43–84, Schweinfurt.
- BÜTTNER, G. & FREUDENBERGER, W. (1994): Tektonische Strukturen im Landschaftsraum Bad Kissingen–Schweinfurt–Haßfurt (Exkursion E am 7. und 8. April 1994). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F. **76**: 147–170, Stuttgart.
- EICHHORN, R., GLASER, S., LAGALLY, U. & ROHRMÜLLER, J. (1999): Geotope in Oberfranken. – Erdwiss. Beitr. Naturschutz, **2**: 175 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- EMMERT, U. (1991): Geologische Karte 1: 100 000 Naturpark Steigerwald, mit Kurzerläuterungen auf der Rückseite. – 18 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- EMMERT, U. (1975): Zur Landschaftsgeschichte der Bucht von Neustadt a. d. Aisch (Mittelfranken). – Geologica Bavarica, **74**: 131–149, München.
- EMMERT, U. (1987): „Geköpfte“ Täler, Wanderschutt und Flugsand mit Dünen am Rand des Steigerwaldes (Franken), Zeugen der plio-pleistozänen Landschaftsentwicklung. – Naturw. Jb. Schweinfurt, **5**: 1–16, Schweinfurt.
- EMMERT, U. (1991): Geologische Karte 1: 100 000 Naturpark Steigerwald, mit Kurzerläuterungen auf der Rückseite. – 18 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- FREUDENBERGER, W. (1994): Geologische Übersichtskarte 1: 200 000, CC 6326 Bamberg. – Hannover (B.-Anst. Geowiss. Rohst.).
- FREUDENBERGER, W. (1996): Tektonik. Deckgebirge nördlich der Donau. – In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.]: Geologische Karte von Bayern 1: 500 000, Erläuterungen. – 4. Aufl.: 259–265, München.

- FREUDENBERGER, W. (im Druck): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6026 Werneck. – München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- GEIß, E. (2003): Das Nördlinger Ries und sein Umland – Informationen aus dem SAR-Höhenmodell. – *Geologica Bavarica*, **107**: 263–270, München.
- GEYER, G. (2002): Geologie von Unterfranken und angrenzenden Regionen. – 588 S., Stuttgart (Klett-Perthes).
- GLASER, S., LAGALLY, U., SCHENK, P., EICHHORN, R. & BRANDT, S. (2001): Geotope in Mittelfranken. – *Erdwiss. Beitr. Naturschutz*, **3**, 127 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- GROSS, J., HAUNSCHILD, H. & ZEISS, A. (2000): Das Ries und sein Vorland. – *Slg. geol. Führer*, **92**: 271 S., Berlin (Borntraeger).
- HÜTTNER, R. & SCHMIDT-KALER, H. (1999): Geologische Karte des Rieses 1:50 000, mit Kurzerläuterung auf der Rückseite. – 30 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- JERZ, H. (1993): Geologie von Bayern, 2 – Das Eiszeitalter in Bayern. – 243 S., Stuttgart (Schweizerbart).
- KNETSCH, G. (1963): Geologie von Deutschland und einigen Randgebieten. – 386 S., Stuttgart (Enke).
- KRAUSE, U. (1990): Der Mairdurchbruch zwischen Steigerwald und Haßbergen – eine tektonische Analyse. – *Diss. Univ. Mainz*: 125 S., Mainz.
- MEYER, R. K. F. & SCHMIDT-KALER, H. (1993): Wanderungen in die Erdgeschichte (5): Durch die Fränkische Schweiz. – 167 S., München (Pfeil).
- MÜLLER, J. (1996): Grundzüge der Naturgeographie von Unterfranken. Landschaftsökologie – Landschaftsgenese – Landschaftsräumlicher Vergleich. – *Fränkische Landschaft*, 324 S., Gotha (Justus Perthes).
- RABUS, B. & KNÖPFLE, W. (2002): Erstellung von Höhenmodellen und Bewegungskarten der Erdoberfläche durch Satelliten-Radarinterferometrie. – *Geologica Bavarica*, **107**: 235–247, München.
- REIMANN, M. & SCHMIDT-KALER, H. (2002): Wanderungen in die Erdgeschichte (13): Der Steigerwald und sein Vorland. – 160 S., München (Pfeil).
- RUTTE, E. (1987): Rhein, Main, Donau. Wie – Wann – Warum sie wurden. Eine geologische Geschichte. – 226 S., Sigmaringen (Thorbecke).
- RUTTE, E. (1990): Die Fossilfundstellen des Mittelmaincromer im stratigraphischen Vergleich mit den benachbarten Fundstellen. – *Quartärpaläont.*, **8**: 233–236, Berlin.
- RUTTE, E. & WILCZEWSKI, N. (1995): Mainfranken und Rhön. – *Slg. geol. Führer*, 3. Aufl., **74**: 232 S., Berlin, Stuttgart (Borntraeger).
- SCHRÖDER, B. (1978): Fränkische Schweiz und Vorland. – *Slg. geol. Führer*, **50**: 94 S., Berlin-Stuttgart (Bornträger).
- SCHWARZMEIER, J. (1979): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6123 Marktheidenfeld. – 174 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- SCHWARZMEIER, J. (1993): Trias. – In: SCHWARZMEIER, J. & WEINELT, W.: Geologische Karte 1:100 000 Naturpark Spessart, mit Kurzerläuterung auf der Rückseite: 22–30., München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- STREIT, R. (1977): Das Bruchschollenland der nördlichen Frankenalb und ihrer Umgebung und des Gebietes zwischen Haßbergen und der Rhön. – *Geol. Jb.*, **A 37**: 3–32, Hannover.
- STREIT, R. & WEINELT, W. (1971): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6020 Aschaffenburg. – 398 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- VOßMERBÄUMER, H. (1985): Strukturgeologische Untersuchungen in Mainfranken: Bestandsaufnahme und Versuch einer Interpretation. – *Z. dt. geol. Ges.*, **136**: 69–92, Hannover.

Das Nördlinger Ries und sein Umland – Informationen aus dem SAR-Höhenmodell

Von ERWIN GEIß

Mit 3 Abbildungen

Schlüsselworte: Digitales Höhenmodell – Geomorphologie – Impaktkrater – Bayern – Nördlinger Ries

Kurzfassung: Der tertiäre Meteoritenkrater des Nördlinger Ries bildet mit etwa 25 km Durchmesser eine morphologisch sehr auffällige Struktur auf der Hochfläche der Schwäbischen Alb. Das aus Satellitenmessungen abgeleitete digitale Höhenmodell ist geeignet, sowohl geologische Strukturen aus der prä-impakt Zeit nachzuweisen, als auch die vielfältigen morphologischen Auswirkungen des Impakts selbst und der Zeit danach. Eine gemeinsame Auswertung der digitalen geologischen Karte und der Satellitendaten erscheint daher sehr vielversprechend.

The Nördlinger Ries and its surroundings – information from the SAR digital elevation model

Keywords: Digital height model – geomorphology – impact structure – Bavaria – Nördlinger Ries

Abstract: The tertiary meteorite crater of the Nördlinger Ries (25 km diameter) forms a morphologically very pronounced structure on the plain of the swabian alb. The digital terrain model, derived from satellite measurements is well suited to investigate geological structures of the pre-impact era as well as the manifold morphological effects of the impact itself and the time after. Therefore, a joint analysis of the digital geological map together with the satellite data seems very promising.

Inhalt

1. Einleitung	261
2. Das Umland im digitalen Höhenmodell	263
3. Der Kraterbereich im Höhenmodell	266
4. Literatur	267

1. Einleitung

Der Einschlag des Ries-Meteoriten vor etwa 14,8 Millionen Jahren veränderte das Aussehen der süddeutschen Landschaft grundlegend. Eine ganze Anzahl dieser Veränderungen sind auch heute noch präsent. Mit dem aus den interferometrischen Radarmessungen der beiden europäischen Erderkundungssatelliten ERS-1 und ERS-2 (sog.

Anschrift des Verfassers: Dr. ERWIN GEIß, Bayerisches Geologisches Landesamt, Heßstr. 128, 80797 München.

Tandemmission) abgeleiteten Höhenmodell existiert nun ein äußerst interessanter Datensatz, der für weitergehende geomorphologische Untersuchungen des Kraters und seines Umlandes verwendet werden kann.

Das Nördlinger Ries bildet ein nahezu kreisrundes Becken mit etwa 23–26 km Durchmesser in der Hochfläche der Schwäbischen Alb. Im Süden schließt sich das Donautal an und daran weiter das Molassebecken mit dem Tertiärhügelland. Im Norden erfolgt der Übergang in das fränkische Schichtstufenland. Für das Ries liegt eine neu bearbeitete geologische Karte im Maßstab 1:50 000 vor (HÜTTNER & SCHMIDT-KALER 1999a). Die folgende Beschreibung legt die Ergebnisse dieser Karte zu Grunde, behandelt aber einen etwas weiter gefassten Raum, der in etwa der maximalen Verbreitung der Riesbreccien entspricht (Abb. 1).



Abb. 1. Geologisch-morphologische Übersicht über den Ries-Meteoritenkrater. Geologie basierend auf der Geologischen Übersichtskarte von Bayern 1:500 000 (BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT 1996). Relief: Digitales Höhenmodell aus SAR-Daten (ds. Band).

2. Das Umland im digitalen Höhenmodell

Eine ausführliche Beschreibung der Genese und Geologie des Ries-Umlandes findet sich in GROISS, HAUNSCHILD & ZEISS 2000. Die folgenden geologischen Ausführungen nehmen im Wesentlichen darauf Bezug.

Die ältesten im Untersuchungsgebiet flächenhaft verbreiteten und vom Riesereignis unbeeinflussten Einheiten sind der Zeit der Trias zuzuordnen. Es handelt sich dabei vorwiegend um Sandsteine und Tone, die dem mittleren Keuper (Burgsandstein) angehören. Sie treten vorwiegend im nordwestlichen Teil des Untersuchungsgebietes auf und bilden ein flachwelliges Relief. Am Übergang zum sogenannten Feuerletten

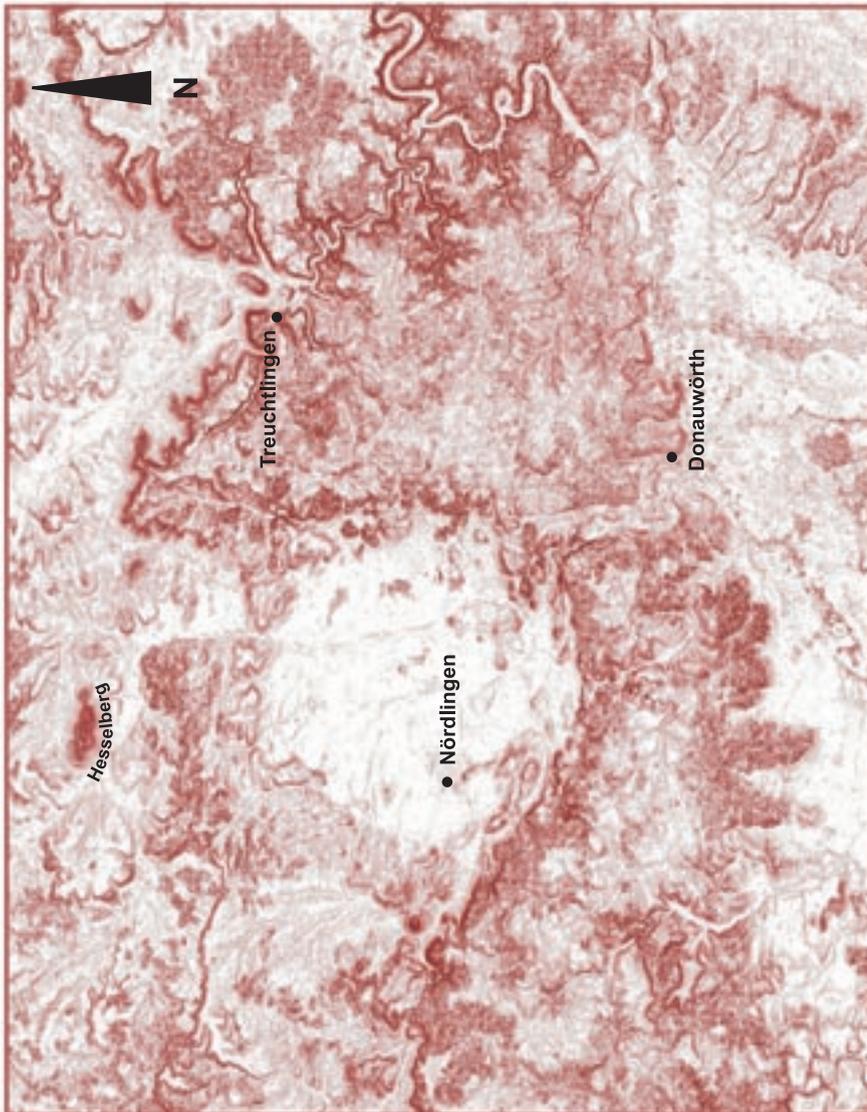


Abb. 2. Karte der Hangneigung, basierend auf dem SAR-Höhenmodell (gleicher Ausschnitt wie Abb. 1).

(ebenfalls mittlerer Keuper) zeichnet sich jedoch eine deutliche Geländestufe ab, über der die Schichten des unteren Jura (Lias) folgen. Sedimente des oberen Keuper sind aus dieser Region nicht bekannt. Diese Keuper-Lias-Stufe ist in den Satellitendaten besonders gut zu erkennen, wenn man – etwa mit Hilfe eines geographischen Informationssystems (GIS) – aus den Geländehöhen eine Karte der Hangneigung berechnet (Abb. 2). Die Sprunghöhe beträgt im Bereich von Tannhausen, etwa 5 Kilometer vor dem nordwestlichen Kraterrand, etwa 50–70 Meter (vgl. auch Abb. 15 aus GROISS, HAUNSCHILD & ZEISS 2000).

Die Schichten des Lias sind zwar flächenhaft durchaus verbreitet, jedoch nur geringmächtig und aufgrund ihrer geringen Erosionsresistenz morphologisch wenig auffällig. Im Gegensatz dazu ist die Ausbisslinie der Eisensandsteine des Dogger (feinkörnige Sandsteine mit eingeschalteten Eisenoolith-Flözen) auch im SAR-DGM wieder im gesamten nördlichen Untersuchungsgebiet gut als ein Bereich mit deutlich erhöhter Hangneigung zu verfolgen.

Den steilsten und markantesten Anstieg stellt freilich der Übergang zum weißen Jura (Malm) dar. Der sogenannte Albrauf hat eine Sprunghöhe von ca. 150 Metern. Diese wichtige Grenzlinie ist, mit der Unterbrechung durch den Ries Krater, von Westen nach Nordosten durch das gesamte Gebiet zu verfolgen (Abb. 2 und 3). Die Ursache liegt in der aus mächtigen harten, verkarsteten Malmkalken gebildeten Albhochfläche. In dieser erfolgt die Entwässerung vorwiegend unterirdisch bzw. in tiefen, steil eingeschnittenen Tälern (MÜLLER & GALL 1977). Sehr deutlich sind dabei im Geländemodell auch die der Malmtafel vorgelagerten Zeugenberge (Ipf, Hesselberg, Hahnenkamm, Nagelberg) sowie ihre weitreichende Zertalung zu erkennen. Diese Morphologie war offensichtlich bereits prä-riesisch vorhanden. Besonders gut zu erkennen ist der zweistufige Anstieg von der Verebnungsfläche des schwarzen Jura (Lias) über die Eisensandsteine des Dogger mit mittlerer Hangneigung zum Steilanstieg der Weißjura-Kalkplatte am Hesselberg im nördlichen Riesvorland (Abb. 3; vgl. SCHMIDT-KALER 1991).

Im Süden begrenzen das Donautal und die dem Tertiärhügelland vorgelagerten altquartären Schotterterrassen das Untersuchungsgebiet. Auch hier werden im interferometrischen Höhenmodell die wichtigsten Strukturen morphologisch sehr gut abgebildet. Dies gilt insbesondere für die Schwemmterrassen am Zusammenfluss von Donau und Lech (Aindlinger Terrassentreppe). Die Rainer Hochterrasse, die den Zwickel zwischen dem würmeiszeitlichen Lech- und Donaulauf füllt, ist ebenfalls sehr deutlich zu erkennen (TILLMANNS et al. 1983). Bei einem Höhenunterschied von maximal 10 m zur Niederterrasse unterstreicht dies die gute Qualität der interferometrisch bestimmten Höhendaten.

Flussgeschichte

Durch das Riesereignis und die großräumige Hebung der Albtafel ab dem Ende des Tertiärs wurden die hydrographischen Verhältnisse der Region grundlegend verändert (z.B. HÜTTNER & SCHMIDT-KALER 1999b). Die von Riesauswurfmassen freien Bereiche der Malmtafel im östlichen Teil des Untersuchungsgebietes sind durch tief eingeschnittene Täler reich gegliedert (vgl. auch Abb. 2). Im digitalen Geländemodell ist in diesem Bereich besonders deutlich die sukzessive Südverlagerung des Donauverlaufes nachzuvollziehen. Dabei erkennt man den einstigen Weg der Donau vom Taltrichter bei Rennertshofen zum Wellheimer Trockental (mit dem Galgenberg als ehemaligem Umlaufberg der Urdonau) und weiter ins (heutige) Altmühltal, sodann den während

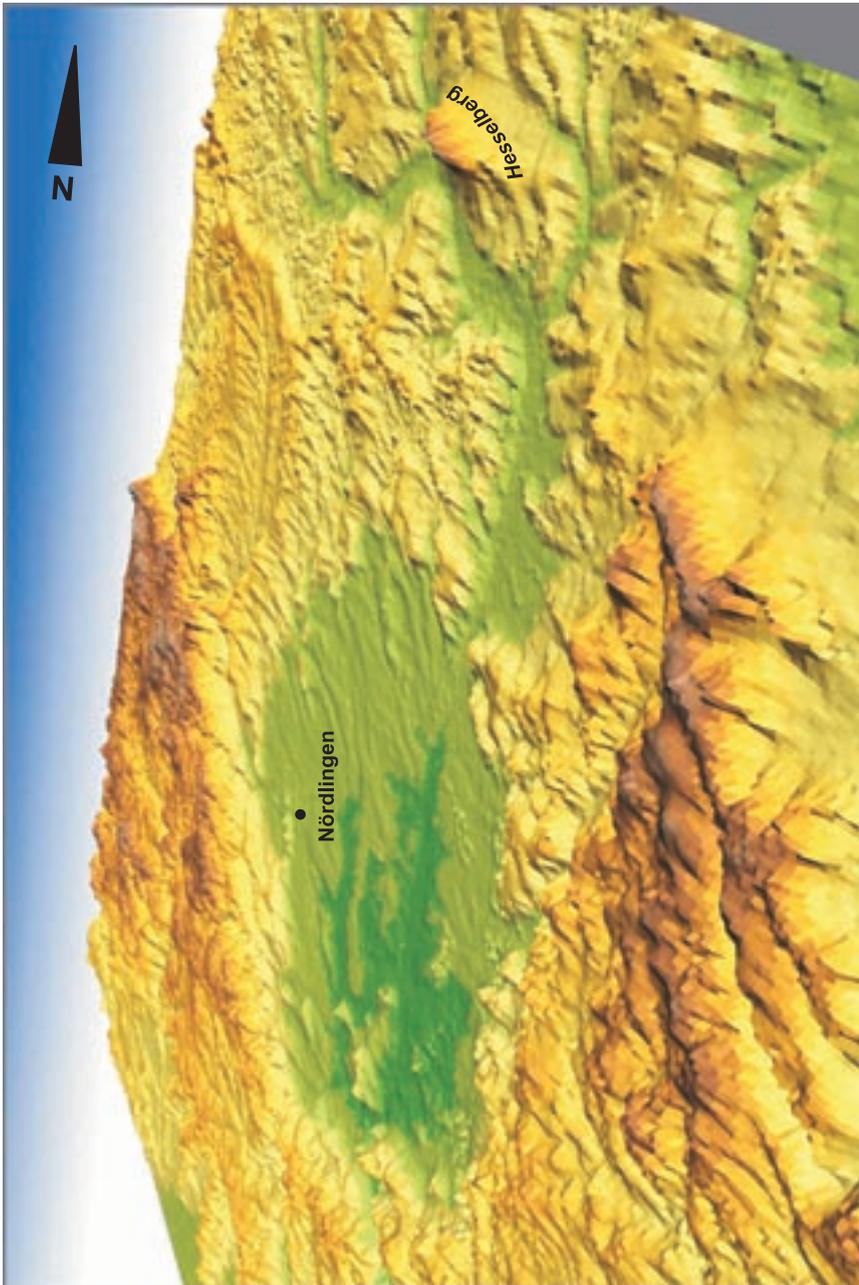


Abb. 3. Reliefdarstellung des Ries-Kraters basierend auf dem SAR-Höhenmodell. Blickrichtung aus NO. Überhöhung ca. 7-fach.

der Riß-Eiszeit erfolgten Durchbruch zum Schuttertal und schließlich den heutigen Weg durch die Neuburger Enge bei Steppberg. Ein detaillierter Vergleich der SAR-Daten mit den kartierten Schotterterassen (z. B. Abb. 49 aus MEYER & SCHMIDT-KALER 1991) belegt auch hier eine erstaunlich hohe Nachbarschaftsgenauigkeit der Höheninformation.

Die enge Korrelation zwischen Talmorphologie und geologischem Untergrund lässt sich auch sehr eindrucksvoll am Tal der Wörnitz beobachten: Der Fluss folgt etwa dem Verlauf, den er auch bereits vor dem Impaktereignis genommen hatte (GROISS, HAUNSCHILD & ZEISS 2000). So ist die Talform im Bereich des nördlichen Lias-Keuper-Vorlandes nur undeutlich ausgeprägt, eine Folge der wenig erosionsresistenten Gesteine und ihrer flächenhaften Abtragung. Nach einer kurzen Verengung beim Eintritt in den Kraterbereich ist das Tal im Bereich des sedimentären Riesbeckens wiederum morphologisch wenig auffällig (mit einer etwas steileren westlichen Talflanke). Mit dem Erreichen des aus harten Malmkalkschollen aufgebauten südlichen Kraterrandes erfolgt eine canyonartige Talverengung, während es im Bereich der anschließenden tertiären Schichten dem Fluss gelungen ist, sein Bett wiederum zu verbreitern, bevor er bei Donauwörth in die Donau mündet.

3. Der Kraterbereich im Höhenmodell

Die nahezu kreisrunde Form des Impaktkraters gehört auch auf der Gesamtdarstellung des digitalen Höhenmodells zu den morphologisch auffälligsten Strukturen Bayerns. Dabei ist das heute zu beobachtende Erscheinungsbild des Kraterrandes das (durch Erosion zusätzlich veränderte) Ergebnis gravitativer Ausgleichsbewegungen im unmittelbaren Anschluss an die Bildung des primären Impaktkraters. Dieser primäre Krater von etwa 12 Kilometern Durchmesser und 2–4 Kilometern Tiefe war mechanisch instabil und wurde durch randliche Abgleitbewegungen von Großschollen verbreitert und verflacht. Es wird angenommen, dass diese Ausgleichsbewegungen bereits in den ersten Minuten nach dem Impakt stattgefunden haben (POHL et al. 1977). Im Krater bildete sich anschließend ein See, der nach und nach die gesamte Hohlform mit Sedimenten füllte. Diese wurden erst postglazial wieder teilweise ausgeräumt. Dadurch entstand der heutige morphologische Kraterboden. Er wird westlich der das Becken in Nord-Süd-Richtung durchfließenden Wörnitz vorwiegend von Löß gebildet, östlich davon von Flugsanden. Das daraus resultierende flachwellige Relief ist auch im Geländemodell deutlich zu erkennen (Abb. 3).

Die Umgebung des Kraters wurde durch eine weitgehend kontinuierliche Decke aus Auswurfmaterial in Form von dislozierten Schollen und Bunter Breccie plombiert, deren Reste heute noch bis in eine Entfernung von 40 Kilometern um das Kraterzentrum nachweisbar sind.

Die linienhafte Entwässerung und Erosion auf der Albtal führte zu einer geringeren Denudation in diesem Bereich, während durch flächenhafte Abtragung in den weichen Gesteinen im Norden durch nahezu ausschließlich oberflächliche Entwässerung eine weiträumige Abtragung der Auswurfmassen erfolgte. Die heutige asymmetrische Verteilung der Bunten Breccie (vgl. Abb. 1) muss demnach nicht (wie gelegentlich in der Literatur vorgeschlagen) in einem ursächlichen Zusammenhang zum eigentlichen Impaktgeschehen (z. B. flacher Impakt aus NW) stehen. Im DGM-Bild fällt auf, dass der von Bunter Breccie überdeckte Teil der Albtal ein weiches Relief zeigt, als die von Auswurfmassen freien Areale.

Der Kraterrand selbst ist im S deutlich steiler ausgeprägt als im Norden (Abb. 2). Der Grund hierfür ist wiederum in der geringeren Erosionsresistenz der Gesteine im Norden zu sehen, die auch bereits bei der Untersuchung der Morphologie des Umlandes aufgefallen ist. Dies wird auch durch die bekannte Tatsache unterstützt, dass die

relativ verwitterungsbeständigen Süßwasserkalke des Riesees im Norden des Kraters heute topographisch höher liegen als der zugehörige morphologische Kraterstand. Letzteres lässt sich auch im DGM in Verbindung mit der digitalen geologischen Karte 1:50 000 leicht verifizieren.

Sehr gut erkennbar sind im DGM auch die Reste des sogenannten Kristallinen Walles, die im Inneren der Riesebene als Härtlinge der Erosion widerstanden und z. T. mit Seekalke bedeckt sind (Abb. 3).

Mittlerweile gibt es eine Reihe von Ansätzen zur generellen Morphologie von Kratern unterschiedlicher Größe und der Verteilung von Auswurfmassen aus unterschiedlichen stratigraphischen Niveaus. Diese wurden aus empirischen Untersuchungen vorwiegend an lunaren Kratern, sowie aus theoretischen Überlegungen zur Genese von Impaktkratern abgeleitet (vgl. MELOSH 1989). Der Ries-Krater erscheint aufgrund seiner guten Erhaltung ein aussichtsreicher Kandidat zu sein, um mit dem vorliegenden DGM einige der an planetaren Kratern abgeleiteten Beziehungen nicht nur qualitativ, sondern auch quantitativ zu überprüfen. Dies bleibt jedoch einer späteren Arbeit vorbehalten. Zur Prüfung der Frage, ob ein – aus der Theorie der Bildung komplexer Krater zu erwartender – Zusammenhang zwischen der Breite der inneren Schollen und ihrer Entfernung vom Impaktzentrum besteht, sind naturgemäß umfangreichere geostatistische Untersuchungen erforderlich. Für eine detaillierte Auswertung sind allerdings auch am Höhenmodell noch weitere Verbesserungen erforderlich: So weist das DHM im Bereich bewaldeter Gebiete häufig eine gewisse „Rauigkeit“ auf, die jedoch durch geeignete Filterverfahren zu beseitigen sein dürfte. Erste Versuche zeigen, dass Analysen in der Verbindung von digitaler geologischer Karte und Geländemodell unter Verwendung eines geographischen Informationssystems zumindest aussichtsreich erscheinen (POHL & GEISS 1999).

4. Literatur

- BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.] (1996): Geologische Karte von Bayern 1:500 000, mit Erläuterungen. – 4. Aufl.: 329 S., München.
- GROISS, J., HAUNSCHILD, H. & ZEISS, A. (2000): Das Ries und sein Vorland. – *Slg. geol. Führer*, **92**: 271 S., Berlin (Borntraeger).
- HÜTTNER, R. & SCHMIDT-KALER, H. (1999 a): Geologische Karte des Rieses 1:50 000, mit Kurzerläuterungen auf der Rückseite. – München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- HÜTTNER, R. & SCHMIDT-KALER, H. (1999b): Wanderungen in die Erdgeschichte (10): Meteoritenkrater Nördlinger Ries. – 160 S., München (Pfeil).
- MELOSH, H. J. (1989): Impact Cratering – A Geologic Process. – 245 S., New York (Oxford University Press).
- MEYER, R. K. F. & SCHMIDT-KALER, H. (1991): Wanderungen in die Erdgeschichte (2): Durchs Urdonautal nach Eichstätt. – 112 S., München (Pfeil).
- MÜLLER D. & GALL, H. (1977): Quartär. – In: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Rieses 1:50 000, *Geologica Bavarica*, **76**: 89–101, München.
- POHL, J. & GEISS, E. (1999): Investigations of the Ries Crater ejecta using a digital geological map, DEM and GIS. – 30th Lunar Planetary Science Conference, March 15.–19. 1999, Houston Texas, USA. – [<http://www.lpi.usra.edu/meetings/LPSC99/pdf/1531.pdf>]
- POHL, J., STÖFFLER, D., GALL, H. & ERNSTSON, K. (1977): The Ries Impact Crater. – In: RODDY, D. J., PEPIN, R. O. & MERILL, R. B. [eds.]: Impact and Explosion Cratering. – pp. 343–404, New York (Pergamon Press).

- SCHMIDT-KALER, H. (1991): Wanderungen in die Erdgeschichte (3): Vom Neuen Fränkischen Seenland zum Hahnenkamm und Hesselberg. – 80 S., München (Pfeil).
- TILLMANN, W., BRUNNACKER, K. & LÖSCHER, M. (1983): Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte der Aindlinger Terrassentreppe zwischen Lech und Donau. – *Geologica Bavarica*, **85**: 31 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt).

Manuskript bei der Redaktion eingegangen am 18. 4. 2002.

Anwendung des SAR-DGM bei der tektonischen Interpretation des Moldanubikums am Westrand der Böhmisches Masse

VON GERHARD LEHRBERGER, ANDREAS SAURLE & UDO HARTMANN

Mit 5 Abbildungen

Schlüsselworte: Radarinterferometrie – digitales Geländemodell – Bayerischer Wald – Böhmer-Wald – Šumava – Tektonik – Geomorphologie – Nordostbayern – Tschechien.

Kurzfassung: Mithilfe des digitalen Geländemodells auf Basis der Radarinterferometrie (SAR-DGM) können auch in dicht bewachsenen Gebieten der Böhmisches Masse wichtige Informationen über großräumige tektonische Bruchstrukturen ermittelt werden. Lithologische Einheiten lassen sich im Untersuchungsgebiet mit diesem Verfahren nicht sicher identifizieren.

Im Bayerischen Wald konnten vier dominierende Störungsrichtungen erkannt werden, von denen die N–S- und NW–SE-Richtungen die größte Bedeutung haben. Beide Richtungen tragen maßgeblich zur Entwicklung der Landschaftsformen bei, in dem sie starken Einfluss auf die Richtungen der Täler haben. Zudem verlaufen die wichtigsten Verkehrsadern parallel zu diesen großen Störungsrichtungen.

Die häufigen Störungen in N–S- bzw. NNW–SSE-Richtung, die man im SAR-DGM erstmals so deutlich erkennt, machen ein Umdenken bezüglich der Deformationsgeschichte der Böhmisches Masse und die Erstellung eines gebirgsmechanischen Modells erforderlich. Die vermutlich erst postvariscisch entwickelten Bruchsysteme dürften mit dem Druck der alpinen Orogenese in Verbindung stehen.

Application of the SAR-DGM for the tectonic interpretation of the Moldanubicum at the western margin of the Bohemian Massif

Keywords: InSAR-method – digital elevation model – Bavarian Forest – Bohemian Forest – tectonics – Šumava – geomorphology – Northeastern Bavaria – Czech Republic

Abstract: The digital elevation model based on radar with synthetic aperture (SAR-DGM) was applied to identify the tectonic structures in densely forested areas on the Southwestern margin of the Bohemian Massif. In the Bavarian Forest (Bayerischer Wald) and in adjacent areas (e.g. Bohemian Forest/Šumava) surprising results were obtained compared to former remote sensing data using air fotos or standard satellite images. In contrast to the promising results for tectonic structures, lithologic units can hardly be distinguished using SAR-DGM.

In the Bavarian Forest four major directions of faults could be identified. The main structures trend NW–SE or approx. N–S. The NW–SE direction is related to structures which run parallel to the Bavarian Pfahl shear zone. This shear zone is known over more than 150 km and is characterized by strong mylonitization and by a spectacular quartz reef. The N–S direction is present frequently, but was not concerned adequately in former publications and tectonic maps. Both fracture systems play a major role in the morphological development of the landscape of the Bava-

Anschrift der Verfasser: Dr. GERHARD LEHRBERGER, Dipl.-Geol. ANDREAS SAURLE, Lehrstuhl für Allgemeine, Angewandte und Ingenieur-Geologie, Technische Universität München, 80290 München (e-Mail: gerhard@lehrberger.de); Dipl.-Geol. UDO HARTMANN, Sulzbacher Str. 65, 92224 Amberg.

rian Forest, since most of the valleys follow one of the two major tectonic directions. The main traffic connections follow the dominant N–S-trending valleys, too.

The high information potential of SAR-DGM shall be used to realize a complete fault map of the Bohemian Massif. A mechanical model of the stress fields which affected the Bohemian Massif during Alpine orogeny should be developed from such remote sensing data combined with careful field survey of shear zones and faults.

Inhalt

1. Einleitung	270
2. Differenzierung lithologischer Einheiten	271
3. Tektonische Bruchstrukturen	272
3.1. Lineamente mit NW–SE-Verlauf	273
3.2. Lineamente mit N–S- bzw. NNW–SSE-Verlauf	274
3.3. Lineamente mit SW–NE-Verlauf	278
3.4. Lineamente mit E–W-Verlauf	279
4. Zusammenfassende Bewertung und Entwicklungspotential	279
5. Literatur	280

1. Einleitung

Für den Raum des bayerisch-böhmischen Grenzgebirges liegen bisher nur Fernerkundungs-Interpretationen tektonischer Strukturen auf der Grundlage von Luftbildern und Landsat-Aufnahmen vor. In den publizierten tektonischen Karten finden diese Ergebnisse so gut wie keine Berücksichtigung. Die Auswertung des digitalen Geländemodells auf der Basis der Radarinterferometrie mit synthetischer Apertur ergibt für den bayerischen Anteil der Böhmisches Masse und auch für den Böhmerwald in Tschechien wesentliche neue – teilweise auch erstaunliche – Erkenntnisse. In diesem Beitrag werden die Ergebnisse einer Pilotstudie für ausgewählte Gebiete im Bayerischen Wald vorgestellt. Diese zeigen, dass für das gesamte bayerisch-böhmische Grenzgebirge eine weitgehende Neuinterpretation erforderlich sein wird.

Die Methode der Synthetischen-Apertur-Radarinterferometrie (SAR) ermöglicht die Erstellung von digitalen Höhen- und Geländemodellen (DHM u. DGM). Das zur Strukturanalyse des Bayerischen Waldes benützte digitale SAR-Geländemodell (SAR-DGM) wurde aus den Daten der europäischen Radarsatelliten ERS-1 und ERS-2 gewonnen. Die Wellenlänge der genutzten Radarstrahlen lag im Dezimeter- bis Zentimeterbereich (L- bis X-Band). In diesem Wellenbereich sind Wolken weitestgehend durchsichtig, zudem kann die Erdoberfläche bei Tag und Nacht erfasst werden. Technische Details des Aufnahmeverfahrens und der Datenverarbeitung sind dem Aufsatz von RABUS & KNÖPFLE (2003) zu entnehmen.

Die Schwerpunkte dieses Beitrags liegen auf den tektonischen Großstrukturen, die die Böhmisches Masse zergliedern und begrenzen. Bei früheren Arbeiten zur tektonischen Struktur des Bayerischen Waldes lag das Hauptaugenmerk meist auf der Tektonik der Pfahlzone und den damit verbundenen Strukturen (ROHRMÜLLER et al. 1996). Erst durch die Verwendung des SAR-DGM können bisher weitgehend verborgene tektonische Strukturen sichtbar gemacht werden. Vergleicht man die im SAR-DGM sicht-

baren Spuren mit den bisher publizierten tektonischen Karten für Ostbayern, so wird der Bedarf für eine grundlegende Überarbeitung der Karten und weiterführende Überlegungen zur tektonischen Entwicklung des Westrandes der Böhmisches Masse offensichtlich. Lithologische Einheiten des Grundgebirges können im SAR-DGM hingegen nicht sicher unterschieden werden.

In den z.T. noch recht lückenhaften geologischen Kartierungen im Bayerischen Wald wurden bisher wenige N-S-Störungen aufgenommen und dargestellt. Das SAR-DGM macht das häufige Auftreten dieser Strukturrichtung und ihre Bedeutung für die Morphologie weiter Teile des Bayerischen Waldes deutlich.

An Fallbeispielen werden auch methodische Besonderheiten bei der Verwendung von SAR-DGM für die geologisch-strukturelle Interpretation ausgeführt, deren Beachtung Fehlinterpretationen der Daten vermeiden hilft.

2. Differenzierung lithologischer Einheiten

Als lithologische Einheiten sind im Bayerischen Wald die Gneise des Moldanubikums, die Metabasite des Hohen-Bogen-Massivs (Bohemikum), die Mylonite der pfahlparallelen Scherzonen sowie die variscischen Granite großflächig vertreten. Im SAR-DGM sind diese nicht eindeutig zu unterscheiden. Weder die Basite und Ultra-

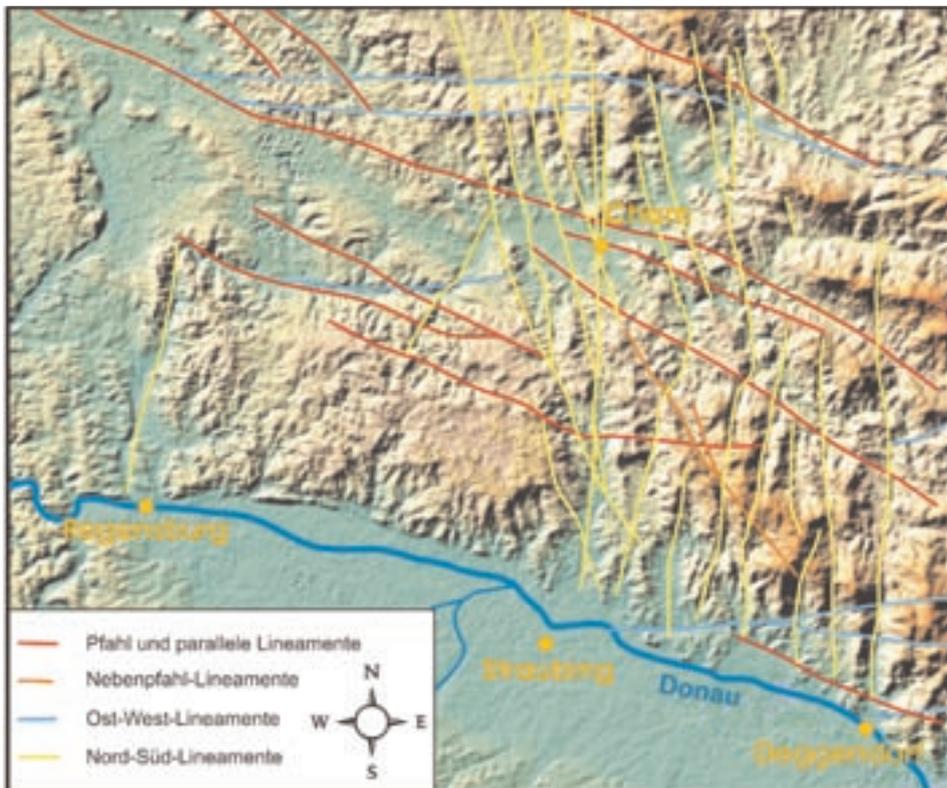


Abb. 1a

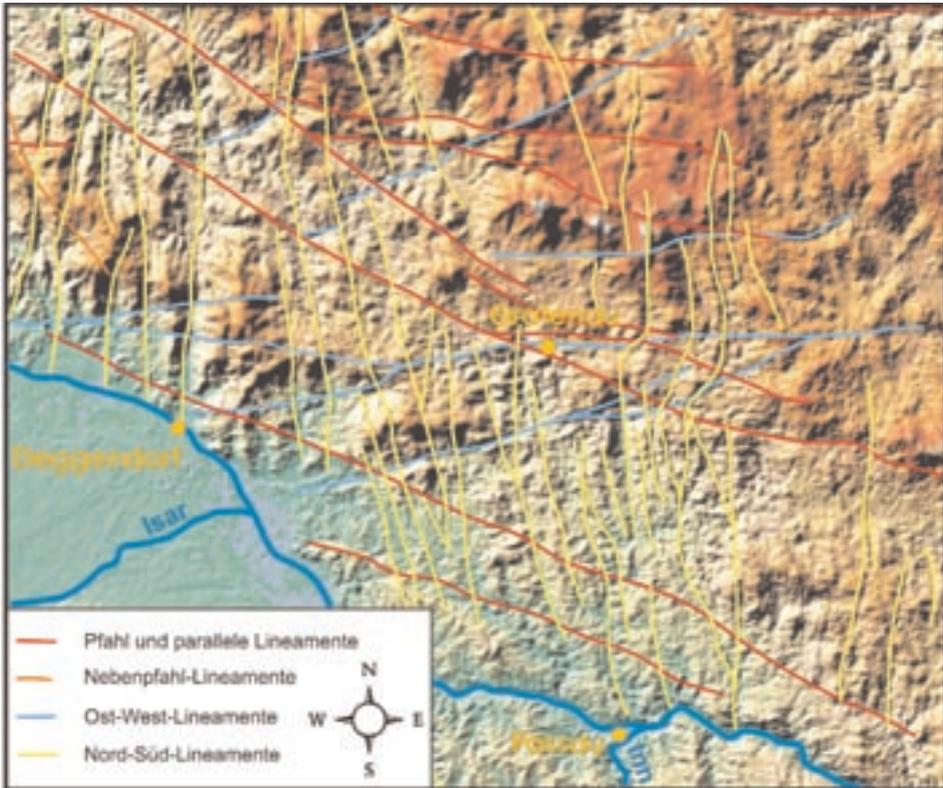


Abb. 1b

Abb. 1a+b. Lineamentauswertung des SAR-DGM für den Ausschnitt des Bayerischen Waldes und angrenzender Gebiete. Die Abbildung dient dem erläuternden Vergleich mit der beiliegenden SAR-DGM-Karte von Bayern.

basite des Hohen-Bogen-Massives noch die Gneise und Granitintrusionen im Vorderen Bayerischen Wald sind an den Geländeformen unterscheidbar. Dabei spielt vermutlich die sehr tiefgreifende und ähnliche Formen bewirkende Verwitterung fast aller silikatischen Gesteinseinheiten eine große Rolle.

3. Tektonische Bruchstrukturen

Die tektonischen Strukturen kommen vor allem durch die Talbildung an den Schwächezonen zum Ausdruck. Die Verwerfungen sind in Geländeaufschlüssen oft nicht zu erkennen, da es sich um Täler handelt und somit die eigentlich gestörten Bereiche verdeckt bzw. überdeckt sind. Grundsätzlich stellt sich die Frage, um welche Art von tektonischen Strukturen es sich bei den beobachteten Lineamenten handelt. Da es sich meist um annähernd geradlinig verlaufende Lineamente handelt, müssen die dazugehörigen Flächen senkrecht zur Erdoberfläche stehen. Wie weiter unten am Beispiel der Verwerfungen im Bergwerk Kropfmühl aufgezeigt wird, handelt es sich überwiegend um Lateralbewegungen mit Versetzungsbeträgen von bis zu wenigen 100 m.

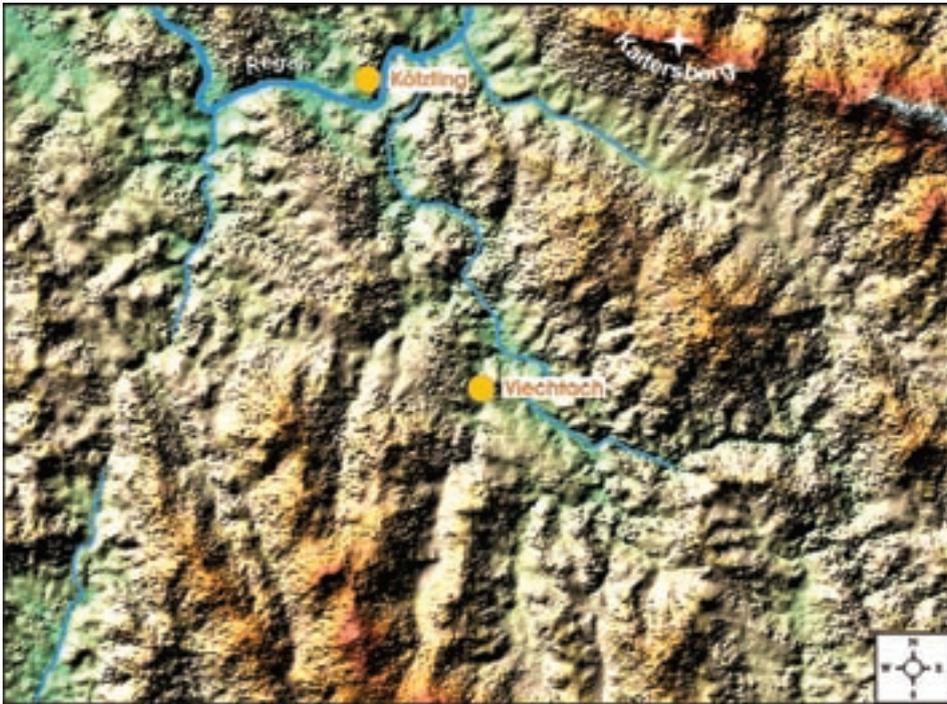


Abb. 2. Detail der Pfahlzone zwischen Cham und Viechtach bei Normalbeleuchtung von NW.

Als Haupttypen von Strukturen konnten N-S- bzw. NNW-SSE-, NW-SE- und SW-NE-verlaufende Lineamente festgestellt werden, deren Merkmale und Lage in den folgenden Abschnitten differenziert betrachtet werden sollen. Die wichtigsten Lineamente, die im SAR-DGM erkennbar sind, sind zum Vergleich mit der diesem Band beiliegenden Karte in Abbildung 1a+b dargestellt.

3.1. Lineamente mit NW-SE-Verlauf

Das markanteste strukturelle Element des Bayerischen Waldes ist die Pfahlzone, die als typisches Beispiel der am SW-Rand der Böhmisches Masse so weit verbreiteten NW-SE-Störungen sowohl im Gelände bei der konventionellen Kartierung als auch bei der Auswertung von Luftbildern und Landsat-Aufnahmen ausgezeichnet zu erkennen ist (ROHRMÜLLER et al. 1996; BURKHARDT & ENDLICHER 1977). Dies hängt größtenteils mit der unterschiedlichen Vegetation auf den nach Süden und auf den nach Norden geneigten Hängen beiderseits des Pfahlhärtings zusammen. Im SAR-DGM lässt sich die Pfahlzone bei Standardbeleuchtung des Modells von NW kaum erkennen (Kartenbeil. u. Abb. 2). Als Ursachen können sowohl die zu geringe Höhe des Pfahlhärtings, eine zu geringe Höhengauflösung des Modells oder die Beleuchtungsrichtung und der damit verbundene Schattenwurf von Objekten in Frage kommen. Letzteres erwies sich bei der Pfahlzone als der entscheidende Parameter, wie man beim gedrehten Geländemodell (Abb. 3) sehr eindrucksvoll erkennen kann. Bei der routinemäßigen Verwendung von SAR-DGM-Daten sollte man also immer mit einer Bildverarbeitungssoftware arbeiten, die die gezielte Veränderung der Darstellungsparameter ermöglicht.

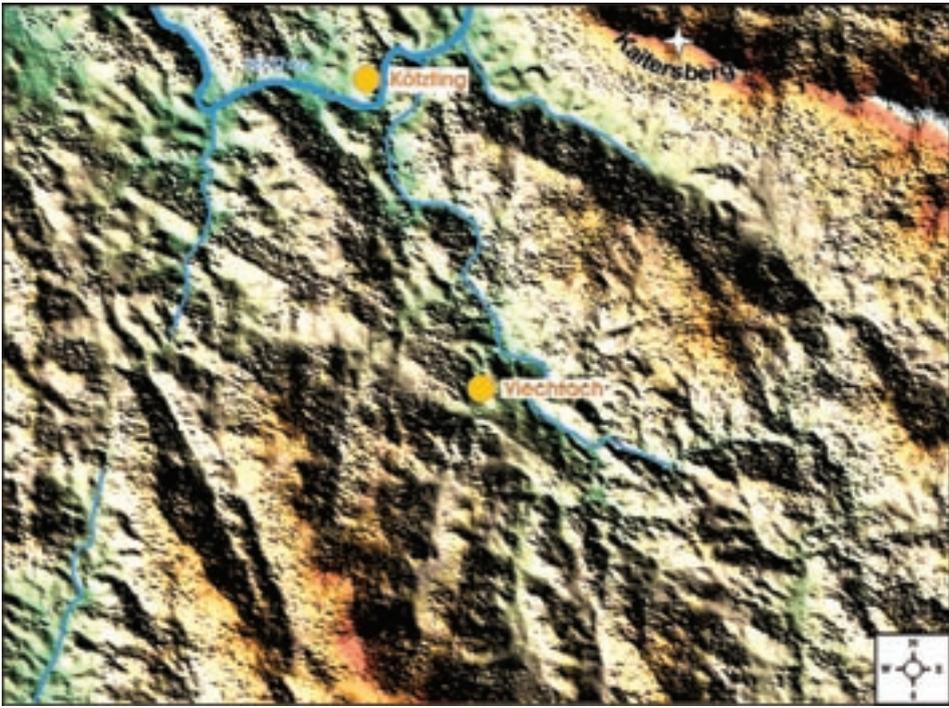


Abb. 3. Detail der Pfahlzone zwischen Cham und Viechtach bei Beleuchtung von SW.

Eine kartographische Lösung dieser Fragestellung wird derzeit von U. HARTMANN an der TU München in Zusammenarbeit mit dem Deutschen Fernerkundungs-Datenzentrum der DLR im Rahmen einer Dissertation erarbeitet.

Nach NW über den Bereich des Bodenwöhrer Halbgrabens hinaus verläuft das Lineament der Pfahlzone leicht bogenförmig und mündet in ein E–W-gerichtetes Störungssystem, das für die subparallele Zertalung im Gebiet westlich von Nürnberg verantwortlich gemacht werden kann. Diese Struktur wurde auch von FREUDENBERGER (2003) erkannt, kann aber bisher nicht eindeutig erklärt werden.

Die gute Erkennbarkeit der Pfahlstruktur im Bereich der Bodenwöhrer Bucht liegt daran, dass hier sehr unterschiedliche geologische und lithologische Einheiten aneinandergrenzen.

3.2. Lineamente mit N–S- bzw. NNW–SSE-Verlauf

Der gesamte Bereich zwischen der Donautörung im SW und der Pfahlzone ist durch Störungen reich gegliedert, wobei die etwa Nord–Süd-verlaufenden Strukturen am deutlichsten hervortreten.

Die bisherige Vernachlässigung der N–S-Strukturen mag weitgehend daran liegen, dass die Bruchstrukturen sich zwar morphologisch deutlich als Täler oder Bergkämme auswirken, aber gerade im Talbereich sind die Brüche häufig als Zonen mechanischer Beanspruchung und damit erhöhter Fluidwegsamkeit stärker der Verwitterung ausgesetzt und somit nur selten gut aufgeschlossen.

Ein bisher in Bayern weitgehend vernachlässigtes Störungsbündel erscheint im SAR-Modell überdeutlich. Bereits in Thüringen an der Weißen Elster bei Gera beginnend, setzt sich die weitgehend N–S-verlaufende Störungszone über das Erzgebirge hinweg fort und tritt beispielsweise bei Skalka (Rommersreuth) zwischen Cheb (Eger) und Aš (Asch) in Form eines typischen Quarzpfahls in Erscheinung. In der südlichen Fortsetzung verschneidet sich die Struktur im Raum Eger mit der Struktur des Egergrabens, wodurch die etwa kastenförmige Einbruchsstruktur des Beckens von Eger entsteht. Das Störungssystem verzweigt offensichtlich in zwei Arme, die wichtige morphologische Auswirkungen in Bayern zur Folge haben. Der westliche Arm verläuft durch das Mitterteicher Becken und könnte für den starken Vulkanismus z. B. im Bereich des Teichelbergs, verantwortlich sein. Im weiteren Verlauf bildet dieses Lineament die von Weiden bis Regensburg verlaufende Naabstörung, die sowohl als östliche Begrenzung des Weidener Beckens (dort als Luhe-Linie bezeichnet) als auch als Westgrenze des Bodenwöhrer Halbgrabens (Naabtal-Störung) und des Regensburger Waldes (Keilberg-Störung) wirksam wird. Verfolgt man diese Struktur über die Donau nach Süden, so fällt auch in der Molasse z. T. eine deutliche Tal-Orientierung in N–S-Richtung auf. Eine eindeutige Fortsetzung findet die Störung dann in der östlichen Begrenzung der Münchener Schotterebene, die schnurgerade auf das Inntal und parallel dazu verlaufende Störungen in den Alpen zuläuft. Diese Interpretation weist auf die erhebliche Größe der betrachteten Störungssysteme hin, die in diesem Ausmaß bisher kaum betrachtet wurden.

Der Vordere Bayerische Wald zwischen Donau und der Pfahlzone zeigt die auffälligsten Lineamentstrukturen und lässt sich anhand der Verteilung dieser tektonischen Elemente in drei Bereiche untergliedern: a) der Regensburger Wald im Westen zeigt eine geringe Zergliederung durch Lineamente, b) der mittlere Bereich (Umgebung der Stallwanger Furche) ist grob durch NNW–SSE-Lineamente gegliedert und c) der Bereich des Passauer Waldes mit teilweise lamellarer Zerstückelung überwiegend in N–S-Richtung.

a) Regensburger Wald

Der Regensburger Wald als südwestlichster Teil des Bayerischen Wald wird nach Westen hin von der Keilberg-Störung in N–S-Richtung abgegrenzt. Im Südwesten und Nordosten wird der Regensburger Wald von den NW–SE-verlaufenden Donaustörungen und vom pfahlparallelen Bodenwöhrer Halbgraben begrenzt. Der zwischen diesen Störungen liegende Gebirgsblock, ist intern kaum von Störungen durchzogen und stellt damit eine große strukturelle Besonderheit dar (Abb. 1a und Kartenbeilage).

b) Mittlerer Bayerischer Wald

Östlich des Regensburger Waldes ändert sich das Bild jedoch drastisch. Das Störungssystem durchzieht das Grundgebirge in einem mehrere km breiten Streifen und mündet dann östlich von Straubing in die Donauebene. In einem etwa 10 km breiten Bereich tritt eine grobe Zergliederung auf, die sich auch in einem starken „Ausfransen“ des Randes der Böhmisches Masse bemerkbar macht (Abb. 4). Die dadurch entstehenden Täler spielen für die Besiedlung und die Anlage von Verkehrswegen (z. B. B20 von Straubing nach Cham) in diesem Teil des Bayerischen Waldes wiederum eine große Rolle.

Dieses Störungssystem stellt den zweiten Arm des eingangs geschilderten Störungsbündels dar und läuft von Eger mit einem leichten Versatz nach Osten weiter durch den sogenannten Cheb-Domažlice-Graben nach Süden und lässt sich als paral-

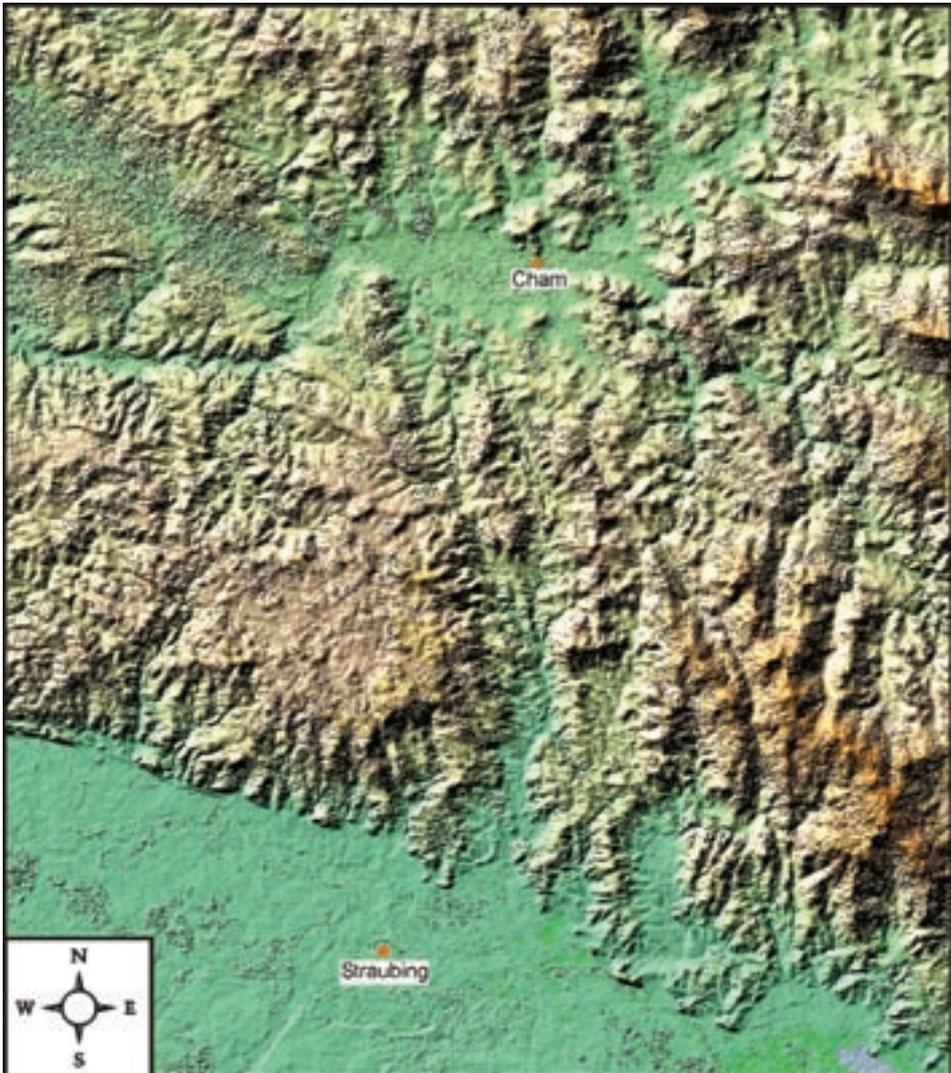


Abb. 4. Starkes „Ausfransen“ des Randes des Grundgebirges nördlich von Straubing im Bereich der Einmündung des N–S-Störungsbündels in die Ebene des Gäubodens.

leles Störungsbündel über die Cham-Further-Senke hinweg in den Vorderen Bayerischen Wald hinein verfolgen. Durch die spitzwinkelige Verschneidung der NW–SE-Richtung der Pfahlzone mit der N–S-Richtung des genannten Störungsbündels dürfte auch die Senke zwischen Cham und Furth entstanden sein.

Diese N–S-verlaufenden Störungssysteme sind z. B. auch noch im Bereich des Kartenblattes St. Englmar festzustellen (OTT 1979). OTT bemerkt, dass eine Reihe von Tälern und Höhenzügen in dieser Richtung erstreckt sind und sieht dahinter auch eine Bruchtektonik, obwohl sich diese angeblich nicht in den Aufschlüssen nachvollziehen lasse. Betrachtet man allerdings den Pfahl bei Viechtach und bei Moosbach, so erkennt



Abb. 5. Engständige N–S-Klüftung quer zum Quarzgang am „Großen Pfahl“ bei Viechtach.

man die N–S-Bruchtektonik sehr wohl, da sie mitverantwortlich für die Ausbildung der bizarren Felstürme des Pfahls in diesem Abschnitt ist. Diese N–S-Klüftung lässt sich in allen Aufschlüssen der Quarzgänge des Pfahls beobachten, so z. B. auch an Bayerns „Geotop Nr. 1“, dem Großen Pfahl bei Viechtach (Abb. 5).

Die von UNGER in der „tektonischen Karte des ostbayerischen Molassebeckens“ (Beil. 5 zu UNGER 1996) angegebenen Verwerfungen der Donauöstung östlich Straubing könnten mit diesen N–S-Störungen in Verbindungen stehen und würden danach als dextrale Verwerfungen ausgebildet sein. UNGER sieht diese Strukturen als Folge des Drucks des von Süden kommenden Alpenschubs, wobei sich die Strukturen aus der Molasse in das Kristallin hinein fortsetzen. (UNGER 1996).

c) Passauer Wald

Nach Osten hin nimmt die Dichte der Lineamente stetig zu und führt im Passauer Wald zu einer teilweise lamellaren Zerstückelung des Gebirges (vgl. Abb. 1b

und Kartenbeilage). Diese Zergliederung wirkt sich massiv auf die Ausrichtung der Täler aus, wovon das Tal der Ilz in seiner wilden Schönheit zu den bekanntesten gehört.

Auch die Ausbildung von grabenartigen Einsenkungen im Kristallin mit tertiären Sedimentfüllungen hält sich an die N–S-Richtung. So konnten sowohl KOCH et al. (1997) als auch SAURLE (2002) derartige Tertiärvorkommen bei Kartierungen östlich von Tittling und in der Umgebung von Huthurm feststellen.

Den Charakter der N–S-Störungen kennt man sehr gut durch die bergmännischen Aufschlüsse im Graphitbergwerk Kropfmühl. Dort unterteilen die N–S-Strukturen die insgesamt E–W-verlaufende Lagerstätte in einzelne Grubenfelder. Die steilstehenden und nach Osten einfallenden sinistralen Verwerfungen, namentlich der Krinninger Verwurf, der Westverwurf, der Wastmühlverwurf und der Jahrdorfer Verwurf weisen dabei Versätze von 70 bis zu 250 m auf und einen Abstand von 500 m bis 1 km. Über Tage sind die N–S-Verwerfungen in Form der N–S-Ausrichtung der Talabschnitte des nach SW-entwässernden Aubachs zu verfolgen (WEINELT 1987).

d) Innerer Bayerischen Wald und Böhmerwald

Die N–S-Störungen gehen auch über die Pfahlzone hinweg und so mutmaßen bereits MADEL et al. (1968), dass diese für die Ausrichtung der Täler eine große Bedeutung haben. Sie vermuten wegen häufiger, N–S-orientierter Granitgänge in der Umgebung von Zwiesel, dass die N–S-Strukturen älter sein müssten als die in NW–SE-verlaufenden Strukturen, die dem Pfahl-Ereignis zugerechnet werden. Ein besonders eindrucksvolles Beispiel stellt die Verlängerung des Ilztals über die Wolfsteiner Ohe (Buchberger Leite) in das ebenfalls N–S-verlaufende Vydra-Tal im Böhmerwald dar.

Auch BAUBERGER (1977: 135) konnte im Gebiet des Nationalparks zwischen Spiegelau und Freyung feststellen, dass das Gebiet des bayerisch-böhmischen Grenzgebirgskammes von einer Zerlegung in N–S-verlaufende Streifen betroffen ist. Die bei einer Luftbildauswertung dieses Gebietes festgestellten „zahlreichen Fotolineationen“ und auch in den Aufschlüssen festgestellten Trennflächen wurden allerdings wegen ihrer für das Kartenbild „geringen“ Bedeutung nicht dargestellt. BAUBERGER führt weiter aus, dass sich die Taleinschnitte der Großen Ohe in der Steinklamm und die Klamm südlich Mauth durch ein besonders starkes Relief auszeichnen, was möglicherweise auf relativ junge Hebungen der leistenförmigen N–S-Schollen zurückzuführen sei (BAUBERGER 1977).

3.3. Lineamente mit SW–NE-Verlauf

Neben den dominanten NW-SE- und N–S-Strukturen fallen vor allem im östlichen Bayerischen Wald SW–NE-Störungen auf. Östlich von Deggendorf – als Begrenzung der Hengersberger Bucht – treten markante SW–NE-verlaufende Lineamente auf, die dem System des Isar-Lineaments zuzuschreiben sind (vgl. Abb. 1b u. Kartenbeilage). Dieses lässt sich vom Alpenvorland durch das Isartal bis weit in die Böhmisches Masse hinein nach NE verfolgen, wobei die Lineamente im Bereich der Bayerischen Pfahlzone bereichsweise sehr schwach ausgeprägt sind. Es liegt nahe, dass das Isar-Lineament mit der Ausbildung von sogenannten Nebenpfählen zusammenhängt, die bisher durch das lokale Spannungsfeld nicht befriedigend erklärt werden konnten (ARTMANN

2001). SAURLE konnte bei der Kartierung der Pfahlzone im Bereich des Kartenblattes Grafenau die Einmündung des Nebenpfahls in die Hauptzone des Pfahls eindeutig nachvollziehen (SAURLE 2002).

3.4. Lineamente mit E–W-Verlauf

Im Böhmerwald treten zwar auch noch zahlreiche N–S-Störungen auf, von denen eine der markantesten den Lauf des Vydra-Flusses bestimmt. Auffällig sind jedoch die häufigen E–W-verlaufenden Lineamente, die bisher noch nicht endgültig geologischen Strukturen zugewiesen sind. Die Störungen in E–W-Richtung konnten auch bereits im Bereich des Inneren Bayerischen Waldes durch BAUBERGER (1977) und MADEL et al. (1968) nachgewiesen werden. Im Böhmerwald sind Syenitporphyrgänge im Bereich nördlich des Vydra-Tales streng in E–W-Richtung orientiert und könnten so als Härtingsrippen mit zur morphologischen Entwicklung beigetragen haben (mündl. Mitt. Dr. J. BABŮREK, Tschech. Geol. Dienst, Prag). Auf diesem Gebiet liegt sicher noch ein großes Potential für die Zusammenarbeit mit den tschechischen Geologen. Ansätze für eine grenzüberschreitende Kooperation im Nationalparkbereich existieren bereits.

4. Zusammenfassende Bewertung und Entwicklungspotential

Zusammenfassend lässt sich feststellen, dass mithilfe des digitalen Geländemodells auf Basis der Radarinterferometrie gerade in den dicht bewaldeten Gebieten der Böhmisches Masse wichtige Informationen zu den tektonischen Großstrukturen ermittelt werden können. Einzelne Strukturen, vor allem in N–S-Richtung, waren bekannt, wurden aber stets im begrenzten räumlichen Rahmen betrachtet. Erst die Übersichtskarte (Beilage 1 zu RABUS & KNÖPFLE 2003) ermöglicht es nun, größere Zusammenhänge zu erkennen.

Die begrenzte Interpretierbarkeit der Strukturen im Gelände hängt sicher mit der z.T. mächtigen Überdeckung mit Verwitterungsbildungen oder mit Talfüllungen zusammen, die über den Schwächezonen liegen. Zudem verhindert der zu geringe Betrachtungsabstand das Erkennen der Großstrukturen. Anhand der Beispiele im Bereich des Bayerischen Waldes lässt sich ein Bruchsystem im großen Maßstab erkennen, das ein grundlegendes Umdenken bei der Erstellung tektonischer Karten im Grundgebirge erforderlich macht.

Somit besteht eine der vorrangigen zukünftigen Aufgaben der geologischen Aufnahme in der Böhmisches Masse in der Integration der Erkenntnisse aus dem SAR-DGM und der damit verbundenen strukturellen Neubewertung. Daraus sollte schließlich ein plausibler Beanspruchungsplan entwickelt werden, der die lokale Gebirgsmechanik erklären kann und eine Einordnung des Gebietes in das Strukturgefüge der alpidischen Orogenese ermöglicht.

Die Datierung der Strukturen beruht z.Zt. lediglich auf geologischen Geländebeobachtungen. Danach waren die N–S-Strukturen möglicherweise bereits im ausgehenden Paläozoikum aktiv, da einige Strukturen in der Pfahlzone flexurartig verbogen sind. Andererseits führten sicher die ab der Unterkreide im Rahmen der alpidischen Orogenese stattfindenden Kollisionsprozesse zur Heraushebung und damit zu Spannungsverhältnissen, die schließlich eine großräumige Bruchtektonik zur Folge hatten.

Wie groß der von Süden gegen die Böhmisches Masse wirkende Druck war, zeigt sich unter anderem in den Aufschiebsstrukturen der Kristallineinheiten auf die Sedimente des Vorlandes entlang der Donaustörung.

Die flächendeckende Bearbeitung und Auswertung ist von den Autoren vorgesehen. Die Befunde der Fernerkundung werden dazu am Boden kontrolliert und konkreten Landschaftsformen bzw. Lokalitäten zugewiesen. Dabei ist die grenzüberschreitende Kooperation mit den tschechischen und österreichischen Geologen unabdingbar.

5. Literatur

- ARTMANN, C. (2001): Erläuterungen zur Geologischen Karte 7146 Grafenau (NW-Teil, nördlich Schönberg) mit Untersuchungen zu den felsmechanischen Kennwerten der Mylonite der Pfahlzone. – Unveröff. Dipl.-Arb., Lehrstuhl für Allgemeine, Angewandte und Ingenieurgeologie, Techn. Univ. München, 168 S., München.
- BAUBERGER, W. (1977): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Nationalpark Bayerischer Wald. – 183 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- BURKHARDT, R. & ENDLICHER, G. (1977): Geologische Interpretation des ERTS-2-Satellitenbildes des Ostbayerischen Grundgebirges und angrenzender Gebiete. – Acta Albertina Ratisbonensia, **37**: 91–102, Regensburg.
- FREUDENBERGER, W. (2003): Das Fränkische Schichtstufenland auf dem SAR-interferometrischen Höhenmodell. – Geologica Bavarica, **107**: 249–261, München.
- KOCH, A., LEHRBERGER, G. & LAHUSEN, L. (1997): Primäre und sekundäre Goldvorkommen zwischen Tittling und Perlesreut im Bayerischen Wald, Moldanubikum. – Geologica Bavarica, **102**: 345–358, München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- MADL, J., PROPACH, G. & REICH, H. (1968): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 6945 Zwiesel. – 88 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- OTT, W.-D. (1979): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 6942 St. Englmar. – 65 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- RABUS, B. & KNÖPFLE, W. (2003): Erstellung von Höhenmodellen und Bewegungskarten der Erdoberfläche durch Satelliten-Radarinterferometrie. – Geologica Bavarica, **107**: 235–247, München.
- ROHRMÜLLER, J., MIELKE, H. & GEBAUER, D., (1996): Tektonik des Grundgebirges. – In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.]: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000. – 4. Aufl.: 252–265, München.
- SAURLE, A. (2002): Geologische Kartierung im SE-Teil des Kartenblattes Nr. 7146 Grafenau und Geologisch-lagerstättenkundliche Untersuchungen an Goldvererzungen im Passauer Wald, Ostbayern. – Unveröff. Dipl.-Arb., Techn. Univ. München: 134 S., München.
- UNGER, G., (1996): Tektonik des Molassebeckens. – In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.]: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000. – 4. Aufl.: 265–266, München.
- WEINELT, W. (1987): Graphit. – Geologica Bavarica, **91**: 79–93, München.

Das Alpenvorland auf dem digitalen Geländemodell des DLR

Von HERBERT SCHOLZ

Mit 1 Abbildung und 4 Beilagen

Schlüsselworte: DGM, Digitales Geländemodell des DLR – Alpenvorland – Molassemulden – Murnauer Mulde – Querstörungen – Drumlinfelder – Wallsysteme – Jungendmoränen – pleistozäne Terrassen – Schotterplatten – Ausräumungslandschaften – Reischenau – Donaumoos

Kurzfassung: Auf dem radar-interferometrischen digitalen Geländemodell (DGM), das vom Deutschen Zentrum für Luft und Raumfahrt (DLR) deutschlandweit angeboten wird, sind im Alpenvorland viele morphologische und geologische Details zu erkennen, die auf topographischen Karten gleichen Maßstabes, ja selbst auf den entsprechenden geologischen Übersichtskarten überhaupt nicht oder zumindest bei weitem nicht so deutlich zu erkennen sind. Abgesehen von vielen anderen geologischen Details sind vor allem tektonische Strukturen, z.B. viele der durch Querstörungen mehrfach versetzten großen Muldenzüge der Faltenmolasse, quartäre Terrassen, Drumlinfelder sowie junge Wallsysteme besonders gut zu erkennen, selbst wenn sie in dicht bewaldeten Gebieten liegen. Manche Strukturen, z.B. Wallsysteme, lassen sich noch deutlicher herausarbeiten, wenn das digitale Geländemodell in größeren Maßstäben ausgedruckt und die Beleuchtungsrichtung nach Bedarf verändert wird.

The Alpine foreland on the digital surface model offered by DLR

Keywords: DTM; digital terrain model of the DLR – Alpine foreland – Molasse synclines – Murnau syncline – transverse faults – drumlin swarms – moraine systems – younger terminal moraines – Pleistocene terraces – gravel sheets – erosional basins – Reischenau – Donaumoos

Abstract: On the radar-interferometric digital terrain model (DTM) of Germany offered by the German Aerospace Centre (DLR) many morphological as well as geological details are clearly visible within the Alpine foreland, that are missing or barely traceable on topographical or even geological maps of the same scale. In addition to a multitude of other geological details, tectonic structures such as the large synclines of the folded Molasse, displaced by transverse faults in various places, as well as quaternary terraces, drumlin swarms and young moraine systems show up particularly well, even if they are situated in densely wooded regions. Some structures, e.g. moraine systems, increase in clarity when the digital terrain model is printed at larger scales and different directions of illumination.

Auf dem digitalen Geländemodell des DLR sind viele Details zu erkennen, die auf Abbildungen gleichen Maßstabes, die mit anderen Verfahren hergestellt worden sind, überhaupt nicht oder zumindest nicht so deutlich zu erkennen sind. Dies wird vor allem klar, wenn man dieses digitale Geländemodell (DGM) mit dem des Bayerischen Landesvermessungsamtes vergleicht, das nicht aufgrund von Radar-Primärdaten, sondern auf der Grundlage von konventionellen topographischen Karten hergestellt worden ist. Auf dem digitalen DGM werden feinste Details des topographischen

Anschrift des Verfassers: Dipl.-Geol. Dr. HERBERT SCHOLZ, Privatdozent am Lehrstuhl für Allgemeine, Angewandte und Ingenieur-Geologie der Technischen Universität München, Arcisstr. 21, D-80290 München.

lich des Loisach-Kochelsee-Moores, überdeutlich zu sehen (vergl. SCHOLZ & ZACHER 1983; LEMCKE 1988: 70, 71).

Die beiden Flügel dieser südlichsten der Molassemulden treten im Relief letztlich deshalb so klar in Erscheinung, weil die Sedimente in diesem Abschnitt der Faltenmolasse Teil des Nesselburgfächers sind. Die massive Anlieferung von Grobsedimenten aus dem Alpenraum begann im Bereich der Nesselburgschüttung schon gegen Ende der Ablagerung der Unteren Meeresmolasse (Bausteinschichten) im Mitteloligozän, kam aber noch während der Bildung der Unteren Süßwassermolasse (Wende Weißbach/Steigbachschichten) im Oberoligozän vorübergehend zum Erliegen. Deshalb besteht der Kern der Murnauer Mulde fast überall aus wenig verwitterungsresistenten Mergel-Sandstein-Wechselfolgen, während die Muldenflügel im wesentlichen aus einer Folge von festen Konglomeratbänken mit Mergelzwischenlagen aufgebaut sind. Die Erosion hat diese verwitterungsresistenteren Schichtfolgen als Höhenzüge herausgearbeitet.

Westlich des Forggensees sind mehrere sinistrale Versätze der Muldenschenkel entlang paralleler NNE-streichender Querstörungen deutlich zu erkennen. Auch die Flügel der anderen Molassemulden sowie der aufgerichtete Südrand der Vorlandmolasse sind östlich der Iller – zumindest abschnittsweise – gut zu verfolgen, etwa im Gebiet des Auerberges und des Zwölfpfarrenwaldes südöstlich von Marktoberdorf, am Peißenberg oder am Nordrand des Loisach-Kochelsee-Moores (vergl. SCHOLZ & ZACHER 1983).

Drumlinfelder:

Besonders auffällige Strukturen sind auch die von mächtigen quartären Sedimenten bedeckten Gebiete im Alpenvorland, deren Oberflächen eisüberfahren und drumlinisiert sind. Auffällig sind vor allem die großen Drumlinfelder zwischen Simsee und Inn nordöstlich von Rosenheim (HABBE 1988: 40), zwischen Staffelsee und Starnberger See, nordöstlich und nördlich des Forggensees (KUHNERT & OHM 1974), südlich und östlich von Seeg (SIMON 1926) oder mehrere sehr weitläufige Felder nördlich des Bodensees (vergl. SCHREINER et al. 1991) sowie am Bodanrück an dessen Westende (HERRMANN & SCHWERD 1983; SCHWERD 1986; HABBE 1988: 42). Stellenweise ist die Richtung der Eisbewegung an der Längung der Drumlins deutlich zu erkennen, vor allem am Drumlinfeld westlich des Schussentales.

Besonders deutlich tritt im Gebiet des Iller-Vorlandgletschers der Waltenhofener Rücken hervor, ein mehrphasig entstandener, osartiger Kiesrücken mit drumlinisierter Oberfläche, der den Lauf der Iller zwischen Untermaiselstein bei Immenstadt und Kempten begleitet (vergl. JERZ 1974: 62; quartärgeol. Kt. bei SCHOLZ 1995). Die teilweise erhebliche Mächtigkeit der quartären Sedimente wird im Bereich dieser Drumlinfelder vor allem dort deutlich, wo sie über Molassehärtinge hinweggreifen, die sich als Höhenrücken über größere Entfernungen hinweg verfolgen lassen. So ist der klar als Hügelkette hervortretende Nordflügel der Murnauer und der Südflügel der Rottenbacher Mulde nördlich des Staffelsees und des Riegsees genau dort nur noch schemenhaft oder gar nicht mehr erkennbar, wo mächtige pleistozäne Kiese, aus denen diese Drumlinfelder aufgebaut sind, den tertiären Untergrund überdecken (vergl. SCHOLZ & ZACHER 1983).

Jungendmoränen:

Besonders detailreich lassen sich die würmeiszeitlichen Wallsysteme verfolgen, die bestimmte Abschnitte der Maximalstände oder der Rückzugshalte von Vorlandgletschern nachzeichnen (vergl. Beil. zu HANTKE 1983). So deutlich, dass man danach eine

quartärmorphologische Karte zeichnen könnte, sind die Endmoränengirlanden zu sehen, die die Zungenbecken des Inn-Vorlandgletscher (Rosenheimer Becken) im E und NE sowie des Isar-Loisach-Vorlandgletschers (Becken des Ammersees und des Starnberger Sees) im N umrahmen. Im Bereich der Wertachzunge des Lech-Wertach-Vorlandgletschers kommen dagegen die Wallssysteme der Inneren Jungendmoränen deutlicher als die der Maximalstände heraus (vergl. SCHOLZ & ZACHER 1983).

Am Nordrand des Illervorlandgletschers zeichnen sich mehrere Wallssysteme der Dietmannsrieder Zunge zusammen mit dem Ziegelberger Trompetentalchen ab (ELLWANGER 1980; HABBE 1985). Überdeutlich wird auch die Schussenzunge des Rhein-Bodensee-Vorlandgletschers durch die Wallssysteme des Stein-Singener Stadiums nachgezeichnet (SCHREINER 1992: 190ff.), die das Schussenrieder Becken im Norden umkränzen und sich von hier aus recht einfach weiter nach E und W verfolgen lassen (KRAYSS & KELLER 1983; vergl. SCHEINER et al. 1991). Gerade die Wallssysteme sind auf dem digitalen Höhenmodell des DLR noch bedeutend besser verfolgbar, wenn detailreichere Reliefdarstellungen in größeren Maßstäben verwendet werden und man zudem mit Beleuchtungen aus unterschiedlichen Richtungen arbeitet.

Pleistozäne Terrassen und Schotterplatten:

Der nördliche Teil des Alpenvorlandes wird im DGM von den weiten jung- und mittelpleistozänen Kiesflächen der Hoch- und Niederterrassen geprägt, die meist die jungen Erosionstäler der voralpinen Flüsse und der Donau begleiten. Auch Erosionskanten, die in ihrer Höhenlage nur wenig unterschiedene Kiesflächen voneinander trennen, kann man über weite Strecken gut verfolgen. Das dürfte vor allem auf die fehlende Bewaldung dieser Flächen und die dadurch bedingte hohe Kohärenz des Radarsignals zurückzuführen sein. Wunderbar treten beispielsweise die Terrassensysteme innerhalb der Münchner Schotterebene hervor, an denen unterschiedlich alte Kiesflächen gegeneinander abgesetzt sind, etwa innerhalb von München oder in der Gegend um Fürstfeldbruck (GROTTENTHALER 1980). Überdeutlich ist auch die Augsburgische Hochterrasse und ihre südliche Fortsetzung über größere Entfernungen hinweg verfolgbar, die Iller und Wertachtal voneinander trennt (SCHAEFER 1956).

Von diesen ebenen, kaum reliefierten Flächen sind die mehr oder weniger stark zertalten Schotterplatten aus alt- und ältestpleistozänen Schmelzwasserkiesen leicht unterscheidbar, die teilweise inselartig von jüngeren Schottern eingeschlossen werden (vergl. quartärgeol. Ktn. von STREIT et al. 1975; SCHOLZ 1995). Als erosiv stark zergliederte, ursprünglich aber zusammengehörige, ebene Schmelzwasserfläche ist z.B. die ältestpleistozäne Zusamplatte gut zu erkennen, die östlich des Mindeltales liegt und von der Zusam zerschnitten wird, oder die südlich der Reischenau gelegene Staudenplatte (HABBE & RÖGNER 1989; SCHEUENPFLUG 1993: 75).

Tertiäres Hügelland und Ausräumungslandschaften:

Ein deutlich anderes, wesentlich kleinteiligeres Relief als die von quartären Sedimenten bedeckten Gebiete zeigen Landschaften, in denen die Vorlandmolasse großflächig bloßliegt (BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT 1954), etwa im Dachauer Hügelland nördlich von München oder im Kürnach-Eschacher Wald (Adellegg) westlich von Kempten.

Einen weiteren Landschaftstyp, der auf der Reliefdarstellung des digitalen Höhenmodelles der DLR gut von allen anderen zu unterscheiden ist, stellen die weiten Ausräumungslandschaften der Reischenau westlich von Augsburg (SCHEUENPFLUG

1993: 113), aber auch des Donaumooses (JERZ 1995: 61) südlich von Neuburg dar. Bei ihnen handelt es sich um breite Erosionswannen mit deutlich E–W-orientierten Hügelschwärmen. Sie sind in Gebieten mit einem Untergrund aus kaum verfestigten Ablagerungen der Oberen Süßwassermolasse entstanden, in denen eine quartäre Bedeckung aus pleistozänen Grobsedimenten weitgehend fehlt. Diese Erosionsformen dürften wohl durch eine Kombination von Linearerosion und flächenhaftem Abtrag von Auftauböden im eiszeitlichen Frostwechselklima (JERZ 1995: 62) entstanden sein, möglicherweise unter maßgeblicher Beteiligung von äolischen Erosionsvorgängen (Deflation, SCHEUENPFLUG 1993: 63), vor allem wohl während der Kaltzeiten.

Literatur

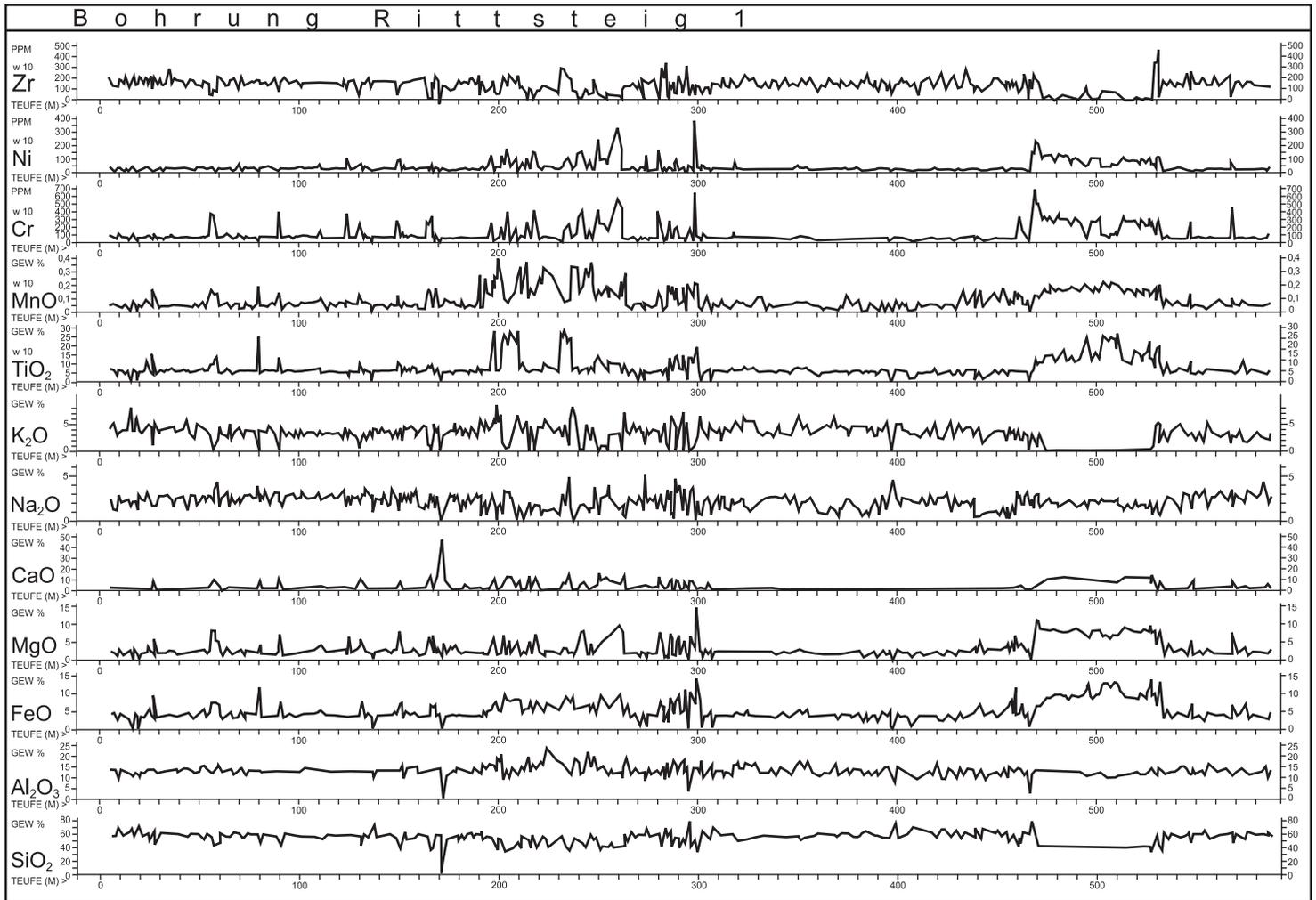
- BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.] (1954): Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte der Süddeutschen Molasse 1:300 000. – 102 S., München.
- BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.] (1996): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000. – 329 S., München,.
- BRAMMER, S. (1994): Erläuterung zur geologischen Karte 1:10 000 des Gebietes östlich von Nesselwang im Ostallgäu (Helvetikum, Faltenmolasse, Quartär). – unveröff. Dipl.-Kart., Lehrst. f. Geologie der TU München, 133 S., 1 geol. Kt. 1:10 000, Garching.
- BRUNNER, H., HÜTTNER, R. & SCHREINER, A. (1989): Geologische Übersichtskarte von Baden-Württemberg, 1:500 000. – Stuttgart (Geol. L.-Amt Baden-Württemberg).
- ELLWANGER, D. (1980a): Rückzugsphasen des würmeiszeitlichen Illergletschers. – Arb. Inst. Geol. Paläont. Univ. Stuttgart, N.F., **76**: 93–126, 1 geomorph. Kt. 1:25 000, Stuttgart.
- GILLITZER, G. (1955): Geologische Neuaufnahme des Peißenberger Kohlereviere. – *Geologica Bavarica*, **23**: 1–64, 1 geol. Kt. 1:25 000, München.
- GROTTENTHALER, W. (1980): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7833 Fürstfeldbruck. – 82 S., 1 geol. Kt., München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- GROTTENTHALER, W. (1992): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8131 Schongau. – München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- HABBE, K.A. (1985): Erläuterungen zur Geomorphologischen Karte 1:25 000 der Bundesrepublik Deutschland, GMK 25 Blatt 18, Nr. 8127 Grönenbach. – 80 S., Berlin.
- HABBE, K.A. (1988): Zur Genese der Drumlins im süddeutschen Alpenvorland – Bildungsräume, Bildungszeiten, Bildungsbedingungen. – *Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd.* **70**: 33–50, Berlin, Stuttgart.
- HABBE, K.A. & RÖGNER, K. (1989): Bavarian Alpine Foreland between Iller and Lech. – 2. Intern. Conference on Geomorphology, Field Trip C 10, S. 181–222.- Frankfurt a.M..
- HANTKE, R. (1983): *Eiszeitalter*, Bd. 3. – 730 S., Thun (Ott-Verlag).
- HARTMANN, R. (1987): Die Geologie des Auerberges und seiner Umgebung.– unveröff. Dipl.-Kart., Lehrst. f. Geologie TU München, 61 S., 1 geol. Kt. 1:10 000, Garching.
- HERRMANN, P. & SCHWERD, K. (1983): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:25 000, Blatt Nr. 82 Bregenz. – 28 S., Wien (Geol. B.-A.).
- JERZ, H. (1974): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8327 Buchenberg. – 181 S., 1 geol. Kt. 1:25 000, München, (Bayer. Geol. L.-Amt).
- JERZ, H. (1993): Quartärgeologie von Bayern. – In: *Geologie von Bayern*, Bd. 2. – 243 S., Stuttgart (Schweizerbart).

- KRAYSS, E. & KELLER, O. (1983): Die Bodensee-Vorlandvereisung während des Würm-Hochglazials. – *Schr. Ver. Gesch. d. Bodensees u.s. Umgebung*, **101**: 113–129, Friedrichshafen.
- KUHNERT C. & OHM R.R. (1974): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8330 Roßhaupten – 102 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- KUHNERT, C. & ROHR, W.-M. (1975): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8230 Lechbruck. – 99 S., München, (Bayer. Geol. L.-Amt).
- LEMCKE, K. (1988): Das Bayerische Alpenvorland vor der Eiszeit. – In: *Geologie von Bayern*, Bd. 1. – 175 S., Stuttgart (Schweizerbart).
- SCHAEFER, I. (1956): Geologische Karte von Augsburg und Umgebung 1:50 000. – Mit Erläuterungen, München.
- SCHUEENPFLUG, L. (1993): Zur Erd- und Landschaftsgeschichte des Landkreises Augsburg. – In: *Der Landkreis Augsburg*, Bd. 1, Landschaft und Natur. – S. 5–165, Augsburg (Landratsamt).
- SCHOLZ, H. (1985) : Geologischer Aufbau und Landschaftsgeschichte von Unterthingau. – In: KOHLER, E. [Hrsg.]: 500 Jahre Markt Unterthingau, S. 9–22, 1 verkl. geol. Kt. von 1984, Originalaufnahme 1: 25 000, Kempten (Allgäuer Zeitungsverlag).
- SCHOLZ, H. (1989): Geologische Übersichtskarte der Umgebung von Peiting und Hohenpeißenberg. – In: SCHOLZ, H.: *Geologie und Landschaftsgeschichte des Gebietes zwischen Schon-gau und Hohenpeißenberg*, 22 S., 1 verkl. geol. Kt. von 1989, Originalaufnahme 1: 25 000, unveröff. Kartierbericht für die Gemeinden Peiting und Hohenpeißenberg, Garching.
- SCHOLZ, H. (1992): Geologie und Landschaftsgeschichte von Marktoberdorf und seiner Umgebung. – In: KOHLER, E. [Hrsg.]: *Marktoberdorfer Geschichtsbuch*. – S. 14–29, 1 verkl. geol. Kt. von 1986, Originalaufnahme 1:25 000, Kempten (Allgäuer Zeitungsverlag).
- SCHOLZ, H. (1993): Geologischer Bau und Landschaftsgeschichte des Landkreises Lindau. – *Mitt. naturwiss. Ver. für Schwaben*, 79 (Sonderh.), 56 S., 1 geol. Kt., Augsburg.
- SCHOLZ, H. (1995): Bau und Werden der Allgäuer Landschaft. – 305 S., Stuttgart (Schweizerbart).
- SCHOLZ, H. (1997): Geologische Übersichtskarte der Umgebung von Seeg. – In: SCHUMERTL, U. & SCHOLZ, H.: *Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Seeg im Allgäu*, 23 S., 1 verkl. geol. Kt. von 1994, Originalaufnahme 1:25 000, unveröff. Bericht für die Gemeinde Seeg, Garching.
- SCHOLZ, H. & ZACHER, W. (1983): Geologische Übersichtskarte der Bundesrepublik Deutschland 1:200 000, Blatt CC 8726 Kempten. – Hannover (Geol. B.-Anst. Geowiss Rohst).
- SCHREINER, A. (1992): Einführung in die Quartärgeologie. – 257 S., Stuttgart (Schweizerbart).
- SCHREINER, A., ZITZMANN, A., OTT, G. & OBERHAUSER, R. (1991): Geologische Übersichtskarte der Bundesrepublik Deutschland 1:200 000, Blatt CC 8718 Konstanz. – Hannover (Geol. B.-Anst. Geowiss Rohst).
- SCHWERD, K. (1983): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8328 Nesselwang West. – 192 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- SCHWERD, K. (1986): Geologie des deutschen Staatsgebietes der Blätter 8423 Kressbronn am Bodensee und 8424 Lindau (Bodensee). – *Geologica Bavarica*, **90**: 17–90, 1 geol. Kt. 1:25 000, München.
- SCHWERD, K., EBEL, R. & JERZ, H. (1983): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8427 Immenstadt i. Allgäu. – 258 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- SIMON, L. (1926): Der Rückzug des würmeiszeitlichen Allgäu-Vorlandgletschers. – *Mitt. Geogr. Ges. München*, **19**: 1–37, München.
- STREIT, R., WEINIG, H., JERZ, H. & STEPHAN, W. (1975): Geologische Übersichtskarte des Iller-Mindel-Gebietes 1:100 000. – Mit Erläuterungen, München (Bayer. Geol. L.-Amt).

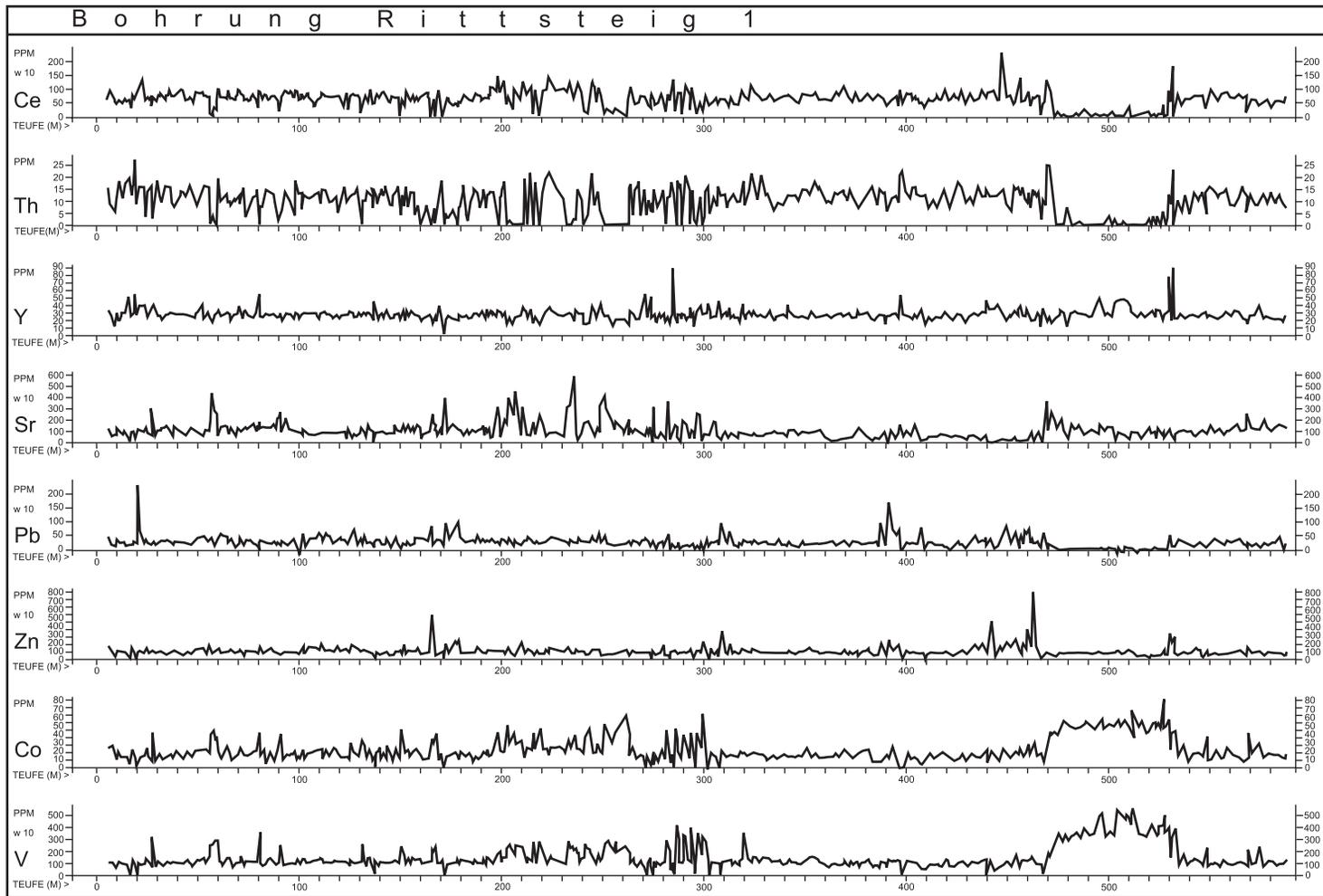
- ÜNAL, D.A. (1995): Zur Geologie des Gebietes zwischen Seeg im Allgäu, Hohenfreyberg und Hopfensee. – unveröff. Dipl.-Kart., Lehrst. f. Geologie der TU München, 82 S., 1 geol. Kt. 1:10 000, Garching.
- WILHELM, F. (1961): Spuren eines vorzeitlichen Reliefs am Alpennordsaum zwischen Bodensee und Salzach. – Münchner Geogr. H., **20**: 176 S., München.
- ZACHER, W. (1972): Geologische Karte von Bayern 1:100 000, Blatt 662 Füssen. – Mit Profiltafel, München (Bayer. Geol. L.-Amt).

Manuskript bei der Redaktion eingegangen am 25. 4. 2002.

Geochemisches Log der Bohrung Rittsteig



Geochemisches Log der Bohrung Rittsteig (Fortsetzung)



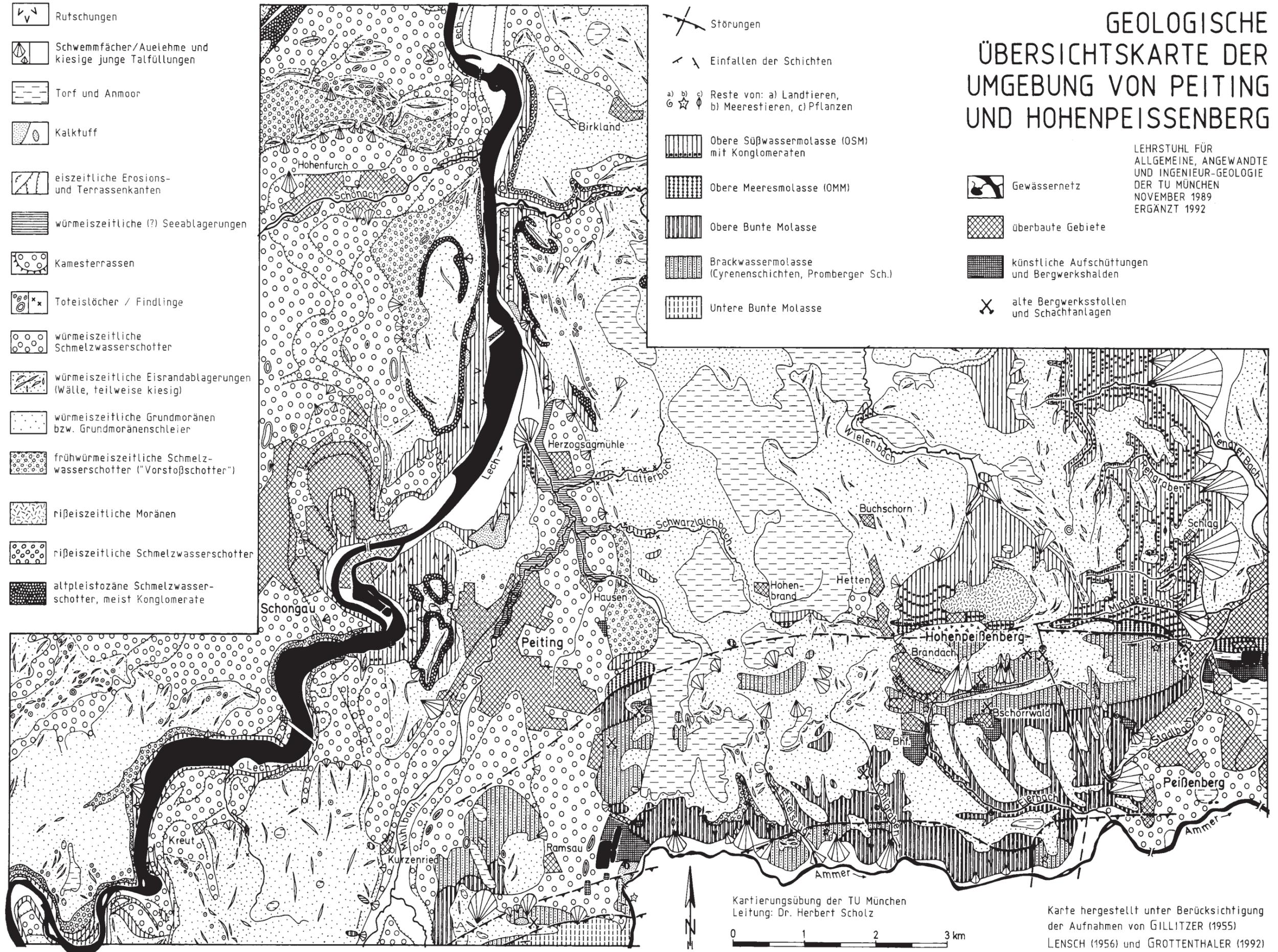
-  Rutschungen
-  Schwemmfächer/Auelehne und kiesige junge Talfüllungen
-  Torf und Anmoor
-  Kalktuff
-  eiszeitliche Erosions- und Terrassenkanten
-  würmeiszeitliche (?) Seeablagerungen
-  Kamesterrassen
-  Toteislöcher / Findlinge
-  würmeiszeitliche Schmelzwasserschotter
-  würmeiszeitliche Eisrandablagerungen (Wälle, teilweise kiesig)
-  würmeiszeitliche Grundmoränen bzw. Grundmoränenschleier
-  frühwürmeiszeitliche Schmelzwasserschotter ("Vorstoßschotter")
-  rißeiszeitliche Moränen
-  rißeiszeitliche Schmelzwasserschotter
-  altpleistozäne Schmelzwasserschotter, meist Konglomerate

-  Störungen
-  Einfallen der Schichten
- a) b) c) Reste von: a) Landtieren, b) Meerestieren, c) Pflanzen
-  Obere Süßwassermolasse (OSM) mit Konglomeraten
-  Obere Meeresmolasse (OMM)
-  Obere Bunte Molasse
-  Brackwassermolasse (Cyrenenschichten, Promberger Sch.)
-  Untere Bunte Molasse

GEOLOGISCHE ÜBERSICHTSKARTE DER UMGEBUNG VON PEITING UND HOHENPEIßENBERG

LEHRSTUHL FÜR ALLGEMEINE, ANGEWANDTE UND INGENIEUR-GEOLOGIE DER TU MÜNCHEN NOVEMBER 1989 ERGÄNZT 1992

-  Gewässernetz
-  überbaute Gebiete
-  künstliche Aufschüttungen und Bergwerkshalden
-  alte Bergwerksstollen und Schächtanlagen

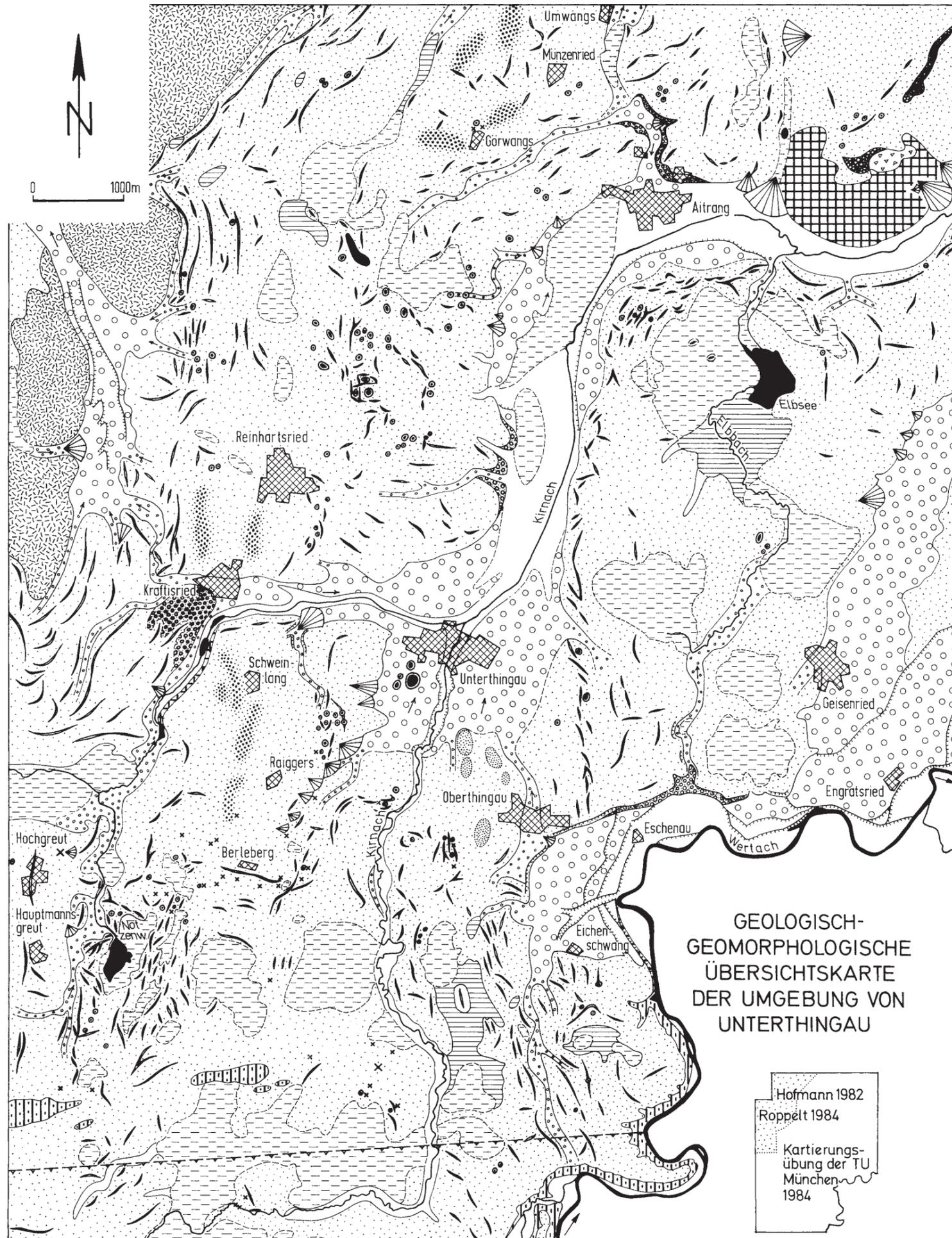


Kartierungsübung der TU München
Leitung: Dr. Herbert Scholz



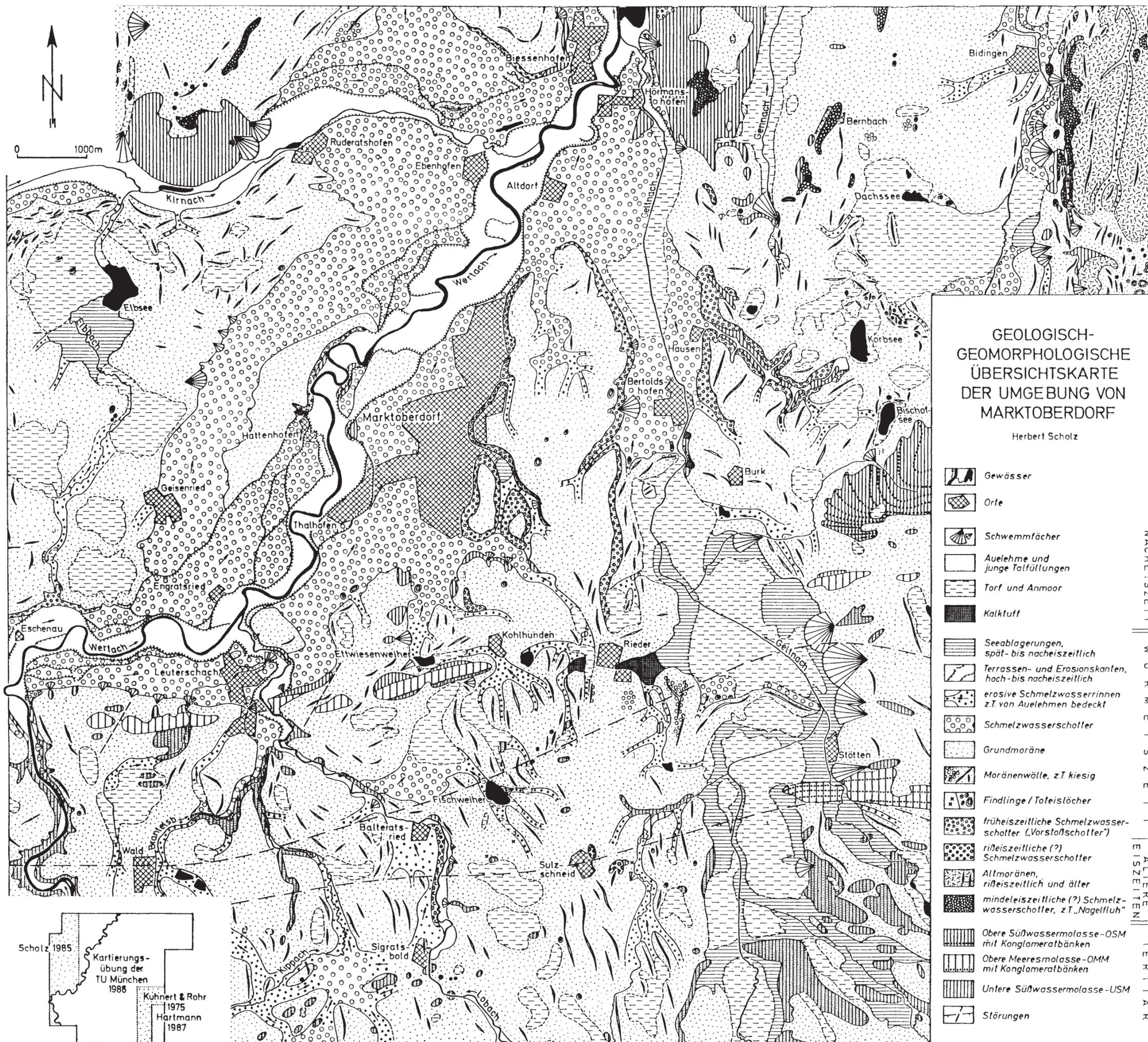
Karte hergestellt unter Berücksichtigung der Aufnahmen von GILLITZER (1955) LENSCH (1956) und GROTTENTHALER (1992)

- H O L O Z Ä N**
-  SCHWEMMFÄCHER
 -  TORF
 -  HANGSCHUTT
 -  WASSERLÄUFE UND SEEN MIT JUNGEN TALABLAGERUNGEN
 -  EROSIONSKANTEN (SPÄT-UND POSTGLAZIAL)
 -  WÜRMEISZEITLICHE SEETONE (HOCH-UND SPÄTGLAZIAL)
 -  WÜRMEISZEITLICHE SCHMELZWASSERBILDUNGEN (HOCH-UND SPÄTGLAZIAL)
 - a, EROSIVE RINNEN b, SCHMELZWASSERSCHOTTER
- P L E I S T O Z Ä N**
-  WÜRMEISZEITLICHE MORÄNE VORWIEGEND GRUNDMORÄNE
 -  WÜRMEISZEITLICHE MORÄNENWÄLLE
 - a, GRÖßERE FINDLINGS b, TOTEISLÖCHER UND ABFLUSSLOSE HOHLFORMEN
 -  VORSTOSS-SCHOTTER (FRÜHWÜRMEISZEITLICH)
 - a, EISÜBERSCHLIFFENE ÄLTERE WALLSYSTEME (RISSEISZEITLICH?) b, DRUMLINS
 -  RISSEISZEITLICHE MORÄNE
 -  STARKE VERFESTIGTE SCHOTTER QUARTÄRE NAGELFLUH (MINDELEISZEITLICH?)
- T E R T I Ä R**
-  STÖRUNG ZWISCHEN VORLAND-UND FALTENMOLASSE
 -  OBERE SÜßWASSERMOLASSE
 -  OBERE MEERESMOLASSE
 -  UNTERE SÜßWASSERMOLASSE



GEOLOGISCH-
GEOMORPHOLOGISCHE
ÜBERSICHTSKARTE
DER UMGEBUNG VON
UNTERTHINGAU

Hofmann 1982
Roppelt 1984
Kartierungs-
übung der TU
München-
1984

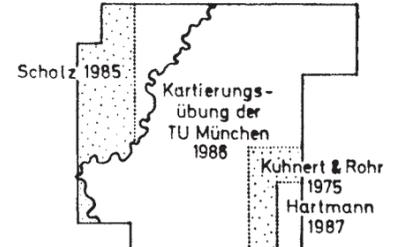


GEOLOGISCH-
GEOMORPHOLOGISCHE
ÜBERSICHTSKARTE
DER UMGEBUNG VON
MARKTOBERDORF

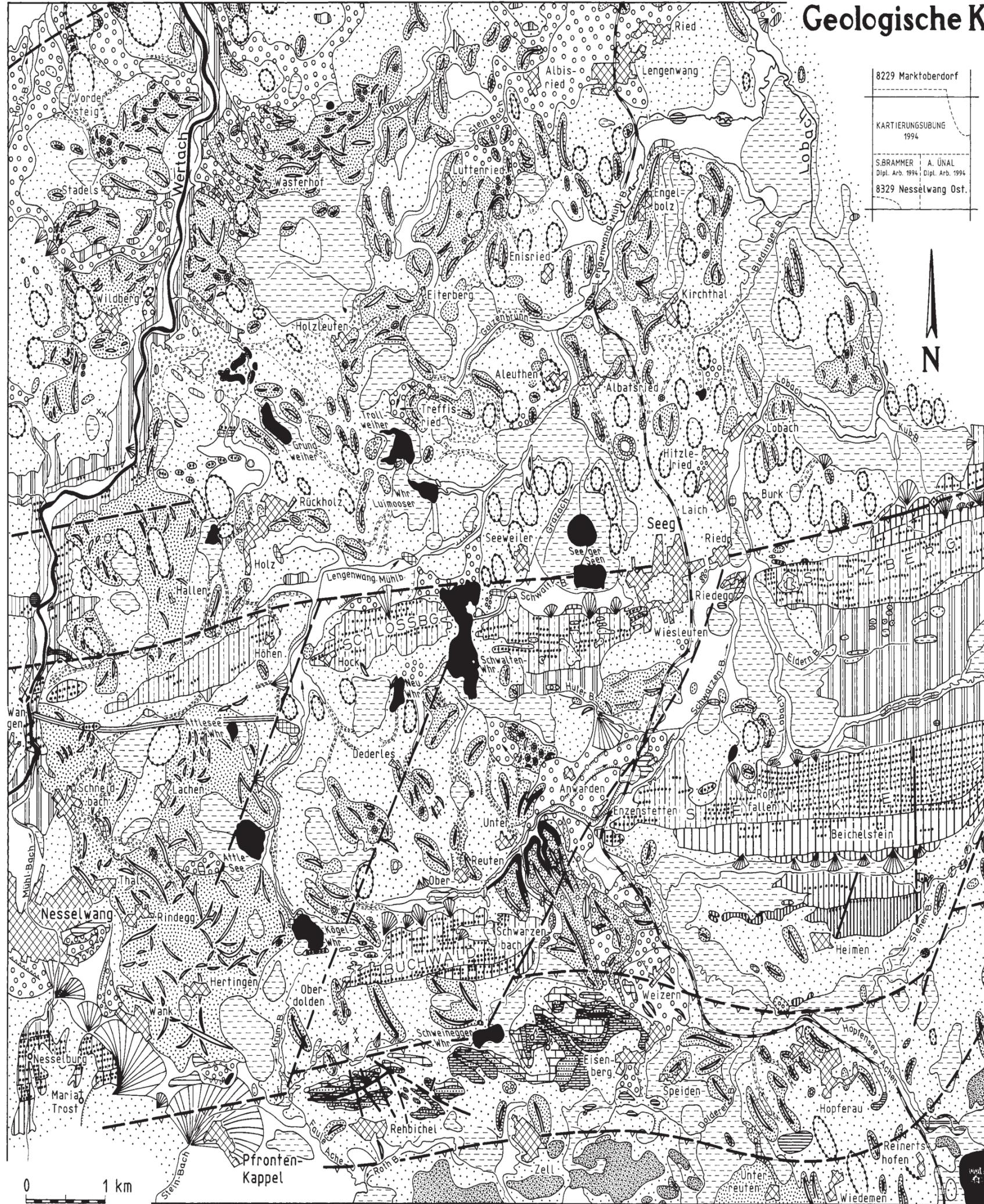
Herbert Scholz

- Gewässer
- Orte
- Schwemmfächer
- Auelehne und junge Talfüllungen
- Torf und Anmoor
- Kalktuff
- Seeablagerungen, spät- bis nacheiszeitlich
- Terrassen- und Erosionskanten, hoch- bis nacheiszeitlich
- erosive Schmelzwasserrinnen z.T. von Auelehnen bedeckt
- Schmelzwasserschotter
- Grundmoräne
- Moränenwälle, z.T. kiesig
- Findlinge / Toteislöcher
-  früheiszeitliche Schmelzwasserschotter („Vorstoßschotter“)
- rißeiszeitliche (?) Schmelzwasserschotter
- Allmoränen, rißeiszeitlich und älter
- mindeleiszeitliche (?) Schmelzwasserschotter, z.T. „Nagelluh“
- Obere Süßwassermolasse-OSM mit Konglomeratbänken
- Obere Meeresmolasse-OMM mit Konglomeratbänken
- Untere Süßwassermolasse-USM
- Störungen

NACHEISZEIT | W Ü R M E I S Z E I T | ÄLTEREN EISZEITEN | TERTIÄR



Geologische Karte der Umgebung von Seeg im Allgäu



8229 Marktoberdorf
KARTIERUNGSÜBUNG
1994
S.BRAMMER A. UNAL
Dipl. Arb. 1994; Dipl. Arb. 1994
8329 Nesselwang Ost.

Aufgenommen anlässlich einer Kartierungsübung der TU München im Herbst 1994.
Leitung: Priv.-Doz. Dr. Herbert Scholz
Teilnehmer: Arno Pabst, Walther Knott, Albert Wimmer, Gabi Schloderer, Kerim Bilgic, Sebastian Lutter, Christian Deckert, Thomas Rogozinski, Armin Hautmann, Christian Bühring, ergänzt mit den Diplom-Kartierungen von Ali Unal und Steffen Brammer und der Dissertation von Sharker Mikbell.

Quartär

- Holozäne Seekreide
- Schwemmfächer
- Erosionskanten
- Anmoor, Hochmoor-bzw. Niedermoortorf
- Kalkuffvorkommen, flächenhaft bzw. punktuell
- junge Talfüllungen
Talaue-Sedimente, teilweise Kiese
- Grundmoränen, Geschiebelehne
meist mehr oder weniger kiesig
- überfahrene Kiese, meist Vorstoß-
schotter oder ältere quart. Kiese
- erosive Rinnen/Findlinge
- Drumlins
- spätglaziale und späthochglaziale
Seeablagerungen (Bänderschuffe, Sande)
- Eisrandablagerungen
undifferenziert bzw. kiesig
- Wallformen und Kuppen
von Eisrandablagerungen
- Kamesterrassen,
meist kiesig
- Übergangskegel/
späthochglazialer Schmelzwasserkies
- Toteislöcher und
abflußlose Senken
- überfahrene Seesedimente
- rißeiszeitliche(?) Schmelzwasser-
schotter bzw. Blockmoränen
- interglaziale Bildungen
mit Schieferkohlen
- Jodquelle

Molasse

- Kojenschichten
(mit Konglomeraten)
- Steigbachschichten
(mit Konglomeraten)
- Weißbachschichten
(mit Konglomeraten)
- Bausteinschichten
(mit Konglomeraten)
- Tonmergelschichten
- Deutenhausener Schichten
(mit Konglomeraten)

Helvetikum

- Amdener Schichten
(Leistmergel)
- Seewerkalk
bzw. Leibodenmergel (?)
- Garschella-Formation
- Schrattekalk

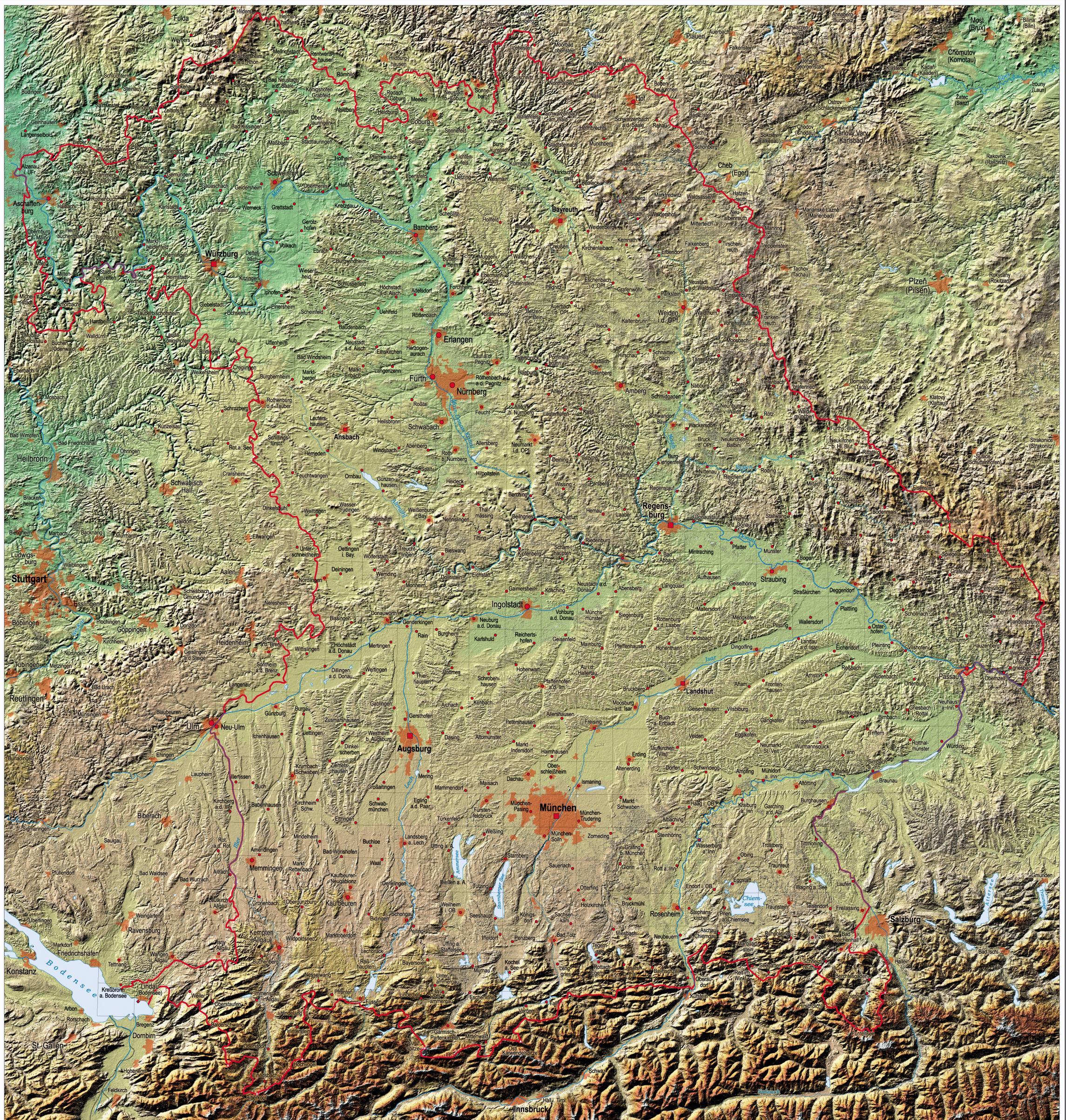
Flysch

- Reiselsberger Sandstein
- Pflanzenfossilien
Fossilien allgemein
- Aufschiebungen
im Anstehenden/überdeckt
- Querstörungen
im Anstehenden/überdeckt
- Kohlebergwerk Stollen
- Siedlungen
- künstliche Auffüllungen, Dämme,
Bergwerkshalden und Deponien
- Autobahn /
Eisenbahn

Spätwürmglazial u. Holozän
 Hochwürmglazial
 Prävürmgl.

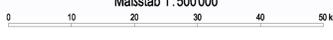
Mioz.
 Oligozän
 Unterkr.-Oberkreide
 Oberkr.

DIGITALES HÖHENMODELL VON BAYERN



Datengrundlage: Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt e.V. (DLR)
DFD, Oberpfaffenfelden
<http://www.caf.dlr.de>

Maßstab 1:500 000



Technische Redaktion: A. Schneider, Bayerisches Geologisches Landesamt
Kartographie: T. Rößlmann, Bayerisches Geologisches Landesamt
Druck: Bayer. Landesvermessungsamt, München 2003

