

Deutsche Bodenkundliche Gesellschaft

Arbeitskreis Paläopedologie

31. Jahrestagung der Arbeitsgruppe Paläopedologie der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft

2. bis 4. Juni 2011 in Bayreuth



Geographisches Institut der Universität Bayreuth und Bayreuther Zentrum für Ökologie und
Umweltforschung (BayCEER)

Wolfgang ZECH (Universität Bayreuth)
Andreas PETEREK (Universität Bayreuth/Geopark Bayern-Böhmen)
Ludwig ZÖLLER (Universität Bayreuth)
Ulrich HAMBACH (Universität Bayreuth)
Bruno GLASER (Universität Halle)



UNIVERSITÄT
BAYREUTH

bayceer
Bayreuther Zentrum für
Ökologie und Umweltforschung



GEO PARK
Bayern-Böhmen
Bavorsko-Čechy

Inhaltsverzeichnis

	Seite
A. Programm	A1 – A3
B. Arbeitsgruppensitzung am 2.6.11	B1 – B9
C. Einführung in das Exkursionsgebiet	C1 – C41
D. Analysendaten	
1. Fichtelgebirge und Oberpfalz	D1
1. Halt: Schweinsbach (Braunerde-Podsol über Ferralsit)	D1 – D7
2. Halt: Luisenburg (Blockmeere)	D8
3. Halt: Schirnding (Kaolingrube mit Braunkohle)	D9 – D11
4. Halt: Seedorf (reliktischer Pseudogley über fossilem Pseudogley-Ferralsit aus Phyllit)	D12 – D17
5. Halt: Waldsassen (Mittagessen, Kirche)	D18
6. Halt: Tirschenreuth, Rappauf (fossiler Ferrallit über Granitzersatz)	D19 – D24
7. Halt: Windischeschenbach (KTB)	D25
8. Halt: Kirchenthumbach (oberkreidezeitl. Boden)	D26
2. Bindlach	
- Tschernozem	D27-D33
- „Lößprofil“	D34-D39

Weitere Informationen zur Anmeldung, Anreise, Programm und
Unterkunft finden sich unter
[http://www.bayceer.uni-bayreuth.de/agpp2011/de/top/grü/html.php?
id_obj = 12982](http://www.bayceer.uni-bayreuth.de/agpp2011/de/top/grü/html.php?id_obj=12982)

A. Programm

Das Programm zur 31. Jahrestagung, zu der wir Sie herzlich einladen, umfasst:

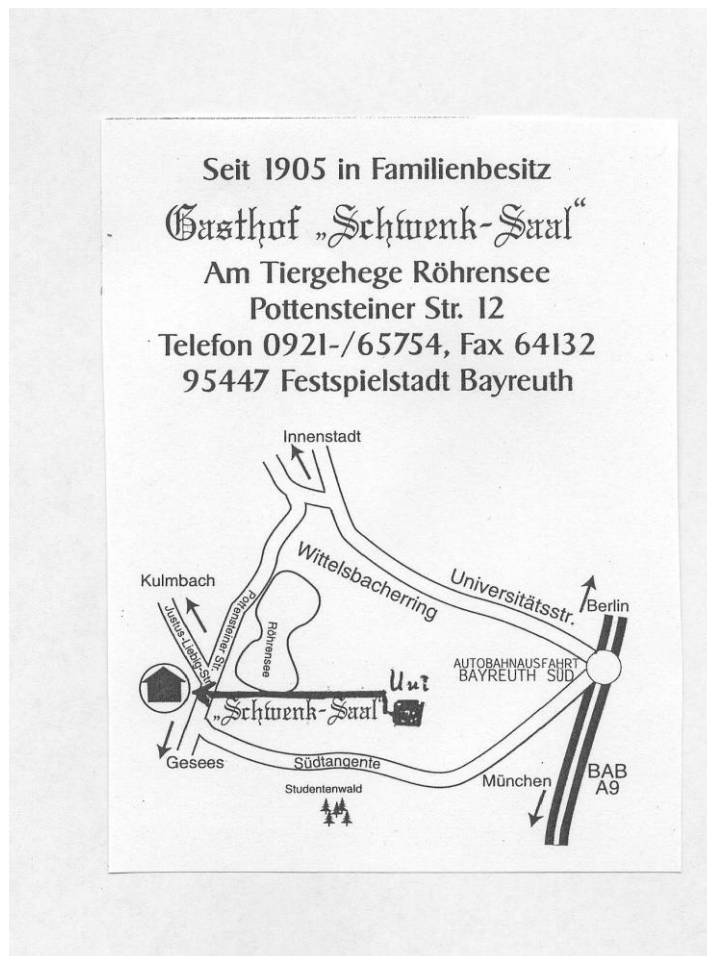
Donnerstag, 2.6.2011

14.30 – ca. 18.30 Uhr: Begrüßung und Arbeitsgruppensitzung,

Hörsaal H 8, Gebäude Geowissenschaften I

Ab 19.00 Uhr gemeinsames Abendessen im Gasthof „Schwenk-Saal“

(5 Minuten Fußweg von der Universität)



Programm

Freitag, 3.6.2011

Von 8.00 bis ca. 19.00 Uhr Exkursion zum Thema „**Tertiäre Verwitterungsreste im Fichtelgebirge und in der Nördlichen Oberpfalz**“.

1. Halt: Schweinsbach (Braunerde-Podsol über Fersiallit)
2. Halt: Luisenburg (Blockmeere)
3. Halt: Schirnding (Kaolingrube mit Braunkohle)
4. Halt: Seedorf (reliktischer Pseudogley über fossilem Pseudogley-Ferrallit aus Phyllit)
5. Halt: Waldsassen (Mittagessen, Kirche)
6. Halt: Tirschenreuth, Rappauf (fossiler Ferrallit über Granitzersatz)
7. Halt: Windischeschenbach (KTB)
8. Halt: Kirchenthumbach (oberkreidezeitl. Boden)

Abfahrt der Busse um 8.00 Uhr vom Parkplatz westlich des Gebäudes Geowissenschaften
(vgl. http://www.bayceer.unibayreuth.de/agpp2011/de/top/grü/html.php?id_obj=12982)

Programm

Samstag, 4.6.2011

Von 8.30 bis ca. 13.30 Uhr Exkursion nach Bindlach zum Thema
„Quartäre Landschaftsentwicklung und Paläoböden“.

Gezeigt werden jungquartäre, vielfach schluffreiche Ablagerungen über
rißeiszeitlichem Steinachschotter.

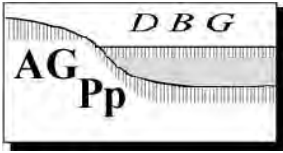
Der holozäne Boden ist als **Tschernosem** anzusprechen.
Ausgangsmaterial ist ein Kolluvium über Kalktuff.

Abfahrt um 8.30 Uhr vom Parkplatz westlich des Gebäudes
Geowissenschaften.

Rückkehr erfolgt über den Bahnhof Bayreuth, wo die Züge um
14.12 Uhr in Richtung Nürnberg, 14.01 Uhr in Richtung Schweinfurt, 14.18
Uhr in Richtung Dresden und 15.03 Uhr in Richtung Berlin abfahren.

2. Arbeitsgruppensitzung, 02.06.2011, Bayreuth, 14.30 – 19.00 Uhr

(Hörsaal H8, Gebäude Geowissenschaften)



Tagesordnung

1. Rückblick: 29. Jahrestagung in Frankfurt 2010 (H. Thiemeyer, P. Kühn)
2. Website der AG Paläopedologie
3. Infos aus dem Vorstand der DBG (T. Scholten)
4. Aktuelles aus der Paleopedology Commission der IUSS (D. Sauer)
5. AGPp 2012, Einladung nach Leipzig (C. Tinapp)
6. Vorschläge für AGPp 2013
7. Wahl der Vorsitzenden
8. Verschiedenes

15.45 - 16.15 Kaffee

9. Berichte aus den Arbeitsgruppen

16.15 Roland Zech
16.30 Björn Buggle
16.45 Michael Zech
17.00 Simon Rass

10. 17.15 Einführung ins Exkursionsgebiet (Andreas Peterek, Jörg Meier)

ab ca. 19.00 gemeinsames Abendessen

Wolfgang Zech, Peter Kühn und Birgit Terhorst

Beitrag von: [Dr. Daniela Sauer](#)

Bericht über Aktivitäten der internationalen Palaeopedology Commission

*Daniela Sauer*¹

¹ Institut für Bodenkunde und Standortslehre, Universität Hohenheim

Tagungen:

- 1.-6.8.2010: Paläopedologische Sessions beim Bodenkundlichen Weltkongress 2010 in Brisbane, Australien
- 21-27.7.2011: Paläopedologische Sessions beim INQUA-Kongress in Bern
- 28.7.-2.8.2011: Tagung "Landscapes and Soils through Time" in Hohenheim
- 2012: Tagung der Palaeopedology Commission in Russland
- 2.-6.7.2012: Eingereichte paläopedologische Sessions bei der Eurosoil in Bari
- 8.-14.7.2012: Session „Micromorphology for Palaeopedology“ beim „14th International Working Meeting on Soil Micromorphology“ in Lleida, Spanien
- 27.-31.8. 2012: Tagung „Geomorphic Processes and Geoarchaeology - From Landscape Archaeology to Archaeotourism“ in Moskau-Smolensk, Russland

Summer schools und workshops:

- 3.-7.8.2010: First International Field Summer School on Paleopedology “Paleosols as a depository of data on past environments”, Sibirien
- 5.-10.9.2010: Second International Geochronology Summer school “Dating anthropogenic and natural changes in a fragile alpine environment” in Klosters, Schweiz
- 28.3.-8.4.2011: Internationaler Mikromorphologie-Kurs in Tübingen
- 6.-9.8.2011: Second International Field Summer school on Paleopedology in Sibirien
- 4.-9.9.2011: Third International Geochronology Summer school “Dating anthropogenic and natural changes in a fragile alpine environment” in Bergün, Schweiz

Sonstige Aktivitäten:

- Antrag auf paläopedologische INQUA Focus Group eingereicht

Veröffentlichungen:

- 1.8.2010: Quaternary International, 222, 1-2 "Quaternary landscapes & morphodynamics" Beiträge des EGU Congress in Wien 2008. Guest editors: Bodo Damm, Birgit Terhorst
- Sonderband Quaternary International: Beiträge des Bodenkundlichen Weltkongress in Brisbane 2010 und der Tagung Soil Geography: New Horizons in Huatulco, Mexico, 16.-20. November 2009. Guest editors: Peter Jacobs, Sergey Sedov

Eingereicht als: Arbeitsbericht

Beitrag von: [Roland Zech](#)

The role of long-term carbon sequestration in permafrost soils revealed by compound-specific dD analyses

*Roland Zech*¹, *Yongsong Huang*², *Michael Zech*³

¹ Geologisches Institut, ETH Zuerich

² Geological Institute, Brown University

³ Geomorphologie und Bodenphysik, Universitaet Bayreuth

We investigated a 15 m high, 240 ka old permafrost paleosol profile in NE-Siberia using standard geochemical techniques, as well as compound-specific deuterium measurements (dD) on plant-derived long-chain n-alkanes. Our results show that organic-rich horizons accumulated during cold (glacial) periods as indicated by more negative dD values, whereas soil organic material degraded and mineralized more intensively during warm (interglacial) periods (more positive dD values). We suggest that these findings reflect and illustrate the long-term carbon dynamics of permafrost soils, which are dominantly controlled by permafrost intensity, water logging and mineralization/degradation – rather than biomass productivity. Spatial extrapolation of these dynamics to the vast, non-glaciated Siberian plains indicates that more than 1000 Pg soil organic carbon might have accumulated slowly during each glacial (Zimov et al. 2009). Global climate models thus need to include permafrost carbon dynamics, if they want to adequately simulate atmospheric CO₂ on glacial-interglacial timescales.

Eingereicht als: Arbeitsbericht

Spuren Lesen interdisziplinär - von Paläoböden zum Klima der letzten 700.000 Jahre in Südosteuropa -

Björn Buggle^{1*}, Ulrich Hambach², Ludwig Zöller², Martin Kehl³, Slobodan B. Marković⁴ und Bruno Glaser⁵

¹*Abteilung Bodenphysik, Universität Bayreuth, D-95440 Bayreuth.*

²*Institut für Geographie, Universität Köln, D-50932 Köln.*

³*Lehrstuhl Geomorphology, Universität Bayreuth, D-95440 Bayreuth.*

⁴*Lehrstuhl für physische Geographie, Universität von Novi Sad, Trg Dositeja Obradovića 3, 21000 Novi Sad, Serbien.*

⁵*Professur für Bodenbiogeochemie, Martin-Luther-University Halle-Wittenberg, von-Seckendorff-Platz 3, D-06120 Halle.*

Quasi-kontinuierliche terrestrische Archive, die eine Rekonstruktion der Klima- und Landschaftsgeschichte Europas während des Mittel- und Spätpleistozäns ermöglichen, sind selten. Neben den Pollensequenzen französischer und griechischer See- bzw. Torfsedimente stellen mächtige Lösspaläobodensequenzen in Südosteuropa viel versprechende Klimaarchive dar. Besonders die Profile Batajnica und Stari Slankamen (Karpatenbecken, Serbien) und Mircea Voda (Dobrodgea, Rumänien) mit jeweils mehr als 30 m Mächtigkeit können als Schlüsselprofile für die Region angesehen werden. Sie umfassen jeweils mehr als 6 größere Löss-Paläoboden-couplets, die den Glazial-Interglazialabfolgen der letzten 700.000 Jahre entsprechen.

Zur Klima- und Landschaftsrekonstruktion wurden diese Profile von uns mit einem interdisziplinären Ansatz untersucht, der methodisch auf 1) Korngrößenanalysen, 2) Mikromorphologie, 3) geochemisch-basierte Verwitterungsproxies, 4) diffuse Reflexionsspektroskopie für die Bestimmung von Hämatit, 5) gesteinsmagnetischen Untersuchungen, 6) n-Alkan Biomarker für Baum- und Grasvegetation basiert. Die Ergebnisse zeigen, dass die interglazialen Bodenbildungen während der letzten 700.000 Jahre einen bodentypologischen Trend aufweisen. Während die älteren Interglaziale durch fossile Luvisole und Cambisole (rubifiziert) repräsentiert sind, haben sich in den letzten 3 Interglazialen vorwiegend Steppenböden entwickelt. Mikromorphologische Parameter sowie korngrößenbasierte Proxies der Pedogenese und Windstärke zeigen eine Abnahme der Pedogeneseintensität und einen progressiven Anstieg der Windstärke in den Warmzeiten des Mittel- und Spätpleistozäns. Weiterhin zeigt der Chemical Proxy of Alteration (CPA, $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O}) \times 100$) eine tendenzielle Abnahme in der Silikatverwitterungsintensität. Aus diesen Befunden ist zu schließen, dass es während des Mittel- und Spätpleistozäns zu einer graduellen Zunahme der Aridität kam. Für die älteren Interglaziale wäre daher ein größerer Baumanteil zu erwarten als in der heutigen Steppen-, bzw. Waldsteppenvegetation. Dies wird jedoch nicht durch die Biomarker Ergebnisse bestätigt. Es ist daher davon auszugehen, dass während den letzten 6 Interglazialen ausgeprägte Sommertrockenheit stets ein limitierender Faktor für die Verbreitung von Bäumen im Untersuchungsgebiet darstellte. Auch weisen gesteinsmagnetische Proxies und das Hematite / Goethite Verhältnis auf ein zumindest saisonal trocken und warmes Bodenklima in den älteren Warmzeiten hin. Eine höhere Bodendurchfeuchtung in den Interglazialen des frühen Mittelpleistozäns, wie es die Verwitterungs-, und Tonbildungsintensität widerspiegeln, ist daher am ehesten auf feuchtere (und mildere) Winterhalbjahre zurückzuführen.

Aus der Zusammenschau der Multiproxydaten ergibt sich, dass der Niederschlagsrückgang während des Pleistozäns mit einer Veränderung in der Saisonalität verbunden war und sich der Charakter des warmzeitlichen Klimas im Karpatenbecken und in der Dobrodgea allmählich von einem mediterranen Klima zu einem typischen Steppenlima entwickelte.

Beitrag von: [Michael Zech](#)

Substanz-spezifische $\delta^{18}\text{O}$ -Analytik an Zucker-Biomarkern in Paläoböden: ein neues Werkzeug in der Quartärforschung

Michael Zech¹, Mario Tuthorn¹, Björn Buggle¹, Bruno Glaser²

¹ Lehrstuhl für Geomorphologie und Abteilung Bodenphysik, Universität Bayreuth

² Professur für Bodenbiogeochemie, Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg

In den vergangenen Jahrzehnten wurden bulk- wie auch substanzspezifische Stablkohlenstoffanalysen zu wertvollen Werkzeugen in der Paläopedologie. Seit etwa 10 Jahren ermöglichen geräte-technische Neuerungen, nämlich die Kopplung von Gaschromatographen mit Massenspektrometern über eine „online“ Pyrolyse-Einheit, auch die Bestimmung von Deuterium und Sauerstoffisotopen an organischen Molekülen. Während Deuterium-Analysen bspw. an Fettsäuren und pflanzenbürtigen Alkanen mittlerweile von vielen internationalen Arbeitsgruppen insbesondere für paläoklimatische Studien angewendet werden, gibt es bisher kaum Publikationen zu substanzspezifischen $\delta^{18}\text{O}$ -Analysen. Großes Potential sehen wir hier insbesondere für paläoklimatische Arbeiten, da bekanntermaßen nicht nur Deuterium sondern auch ^{18}O in Niederschlagswasser im Wesentlichen von klimatischen Faktoren abhängt. Wir haben deshalb kürzlich eine Methode für die substanzspezifische $\delta^{18}\text{O}$ -Analyse von pflanzenbürtigen und mikrobiellen Zuckern (Arabinose, Fucose, Xylose und Rhamnose) in Böden entwickelt (Zech, M. and Glaser, B., 2009. Compound-specific $\delta^{18}\text{O}$ analyses of neutral sugars in soils using gas chromatography–pyrolysis–isotope ratio mass spectrometry: problems, possible solutions and a first application. *Rapid Communications in Mass Spectrometry* 23, 3522-3532).

- In unserem Vortrag diskutieren wir technische Probleme, analytische Herausforderungen und Lösungsvorschläge.
- Theoretische Überlegungen und experimentelle Ergebnisse belegen, dass Sauerstoff-Austauschreaktionen weder bei (Hemi-)Zellulose in Böden noch während der analytischen Aufbereitung auftreten.
- Auch Fraktionierungsprozesse während der Streuzersetzung können aufgrund von Ergebnissen von Streubeutel-Zersetzungsversuchen ausgeschlossen werden.
- Die Klima-Sensitivität des neuen Proxies wird durch Ergebnisse von Klimakammer-Experimenten nachgewiesen.
- In einer ersten Anwendung rekonstruieren wir die Variabilität des Indischen Monsuns anhand von $\delta^{18}\text{O}$ -Analysen an spätglazialen und holozänen Seesedimenten im Himalaya.
- Die Anpassung der Methode auf organikarme Löss-Paläoboden-Sequenzen ist derzeit in Bearbeitung.

Wir schlussfolgern, dass die neue, hier vorgestellte Methode in der nahen Zukunft ein wertvolles Werkzeug in der Quartärforschung werden könnte, welches insbesondere bei der Untersuchung von Seesedimenten und Löss-Paläoboden-Sequenzen zum Einsatz kommen könnte.

Eingereicht als: Arbeitsbericht

n-Alkane als Lipid-Biomarker für die Rekonstruktion der Paläovegetation – Fallbeispiel Lössprofil Nussloch, Oberrheingraben, Deutschland

S. Rass, M. Zech, B. Buggle, M. Löscher, L. Zöller

Die Löss-Paläoboden Profile in Nussloch, auf der östlichen Grabenschulter des Oberrheingrabens, zehn Kilometer südlich von Heidelberg gelegen, erlauben auf Grund der an diesem Standort großen Sedimentationsraten eine zeitlich hoch aufgelöste Untersuchung der Paläoumweltbedingungen des letzten glazialen Zyklus. Um einen Beitrag zur Rekonstruktion der lokalen Paläovegetation zu leisten haben wir sowohl ein Profil, welches den gesamten letzten glazialen Zyklus umfasst, als auch einen Standort mit interstadialen Rinnenverfüllungen auf ihre n-Alkan-Gehalte und Muster hin untersucht. n-Alkane sind Biomarker die im Wesentlichen von Pflanzenwachsen stammen. Sie können zur Unterscheidung von Baum- und Strauchvegetation versus Gräsern und Kräutern verwendet werden.

Untersuchungen an rezentem Pflanzenmaterial zeigen, dass Gräser und Kräuter sowie Laubbaumstreu Alkankonzentrationen aufweisen, die jene von Nadelbäumen um bis zu 2 Größenordnungen übersteigen. Dies legt den Schluss nahe, dass n-Alkane zwar geeignet sind, Vegetationswechsel zwischen Laubbäumen und Grasland nachzuvollziehen, allerdings für die Identifizierung von Nadelbäumen weniger geeignet sind. Proben von rezentem Wurzelmaterial aus Nussloch weisen Alkankonzentrationen auf, die mehrere Größenordnungen geringer sind als jene von überirdischer Biomasse. Wie gehen deshalb davon aus, dass postsedimentäre Kontamination durch Wurzeln vernachlässigbar ist.

Für den saalezeitlichen Löss und den daran anschließenden eemzeitlichen Bt Horizont sind auf Grund von starker Degradation der n-Alkane keine Aussagen bezüglich der Paläovegetation möglich.

Im sogenannten „Grauen Waldboden“ und in der „Mosbacher Humuszone“ ist eine Vorherrschaft von C_{31} über C_{27} und C_{29} festzustellen, was scheinbar im Widerspruch zu für diese Horizonte angenommenen Waldböden steht. Möglicherweise lässt sich dieser Befund aber mit den niedrigen Alkankonzentrationen von Nadeln erklären. Die C_{31} -Dominanz könnte also von Gräsern und Kräutern stammen, die als Unterwuchs das Nadelwald-Signal überprägt haben.

Für die mittelpleistozänen Löss (ca. 35 – 60 ka) und die darin eingelagerten „Gräselberger Böden“ sowie die angesprochenen Rinnenverfüllungen liefert das End-Member Korrekturmodell Indizien dafür, dass bis zu 60% der Alkane von Laubbäumen stammen. Dieses Bild kann durch einen Vergleich mit zahlreichen Holzfunden und Pollenanalysen bestätigt werden. Diese

Ergebnisse legen die Annahme einer sehr variablen Landschaft nahe, die durch Galeriewälder geprägt ist.

Demgegenüber weisen der interstadiale „Lohner Boden“ und das hochglaziale Lösspaket mit eingelagerten Nassböden (ca. 18 – 35 ka) sehr wenig Alkane auf, die auf das Vorhandensein von Laubbäumen deuten.

Das Fehlen von Laubbäumen während der interstadialen Bildung des Lohner Bodens kann dahingehend gedeutet werden, dass das Wachstum von Laubbäumen nicht durch niedrige Temperaturen limitiert wurde, sondern vielmehr durch saisonalen Wassermangel auf Grund erhöhter Evapotranspiration.

Die Ergebnisse dieser Studie legen nahe, dass die Analyse von n-Alkan-Biomarkern eine vielversprechende, bisher allerdings noch wenig angewendete Methode für die Lössforschung zur Rekonstruktion der Paläoumwelt darstellt.

Oberfranken: Trends - Prognosen - Erwartungen

von J. Maier, Universität Bayreuth

Kurzfassung:

Oberfranken ist allein schon deshalb als Forschungsgebiet für einen Wirtschaftsgeographen von Interesse, weil häufig eine Diskrepanz zwischen Fremd- und Eigen-Image vorliegt, die regionale Mentalität auch ein Hindernis ist, die durchaus positiven Entwicklungstendenzen aufzuzeigen oder gar zu betonen.

Dabei belegt die Entwicklung der letzten 20 Jahre sehr gut die hohe Anpassungsfähigkeit, bei Wirtschaft wie Bevölkerung. Inzwischen ist auch der Strukturwandel der Wirtschaft weitgehend abgeschlossen, wobei das produzierende Gewerbe immer noch eine große Rolle spielt. Begleitet wird dieser Prozess allerdings von einem unterdurchschnittlichen Wachstum bei der Zahl der Beschäftigten, insbesondere im östlichen Regionsteil im Vergleich zu den bayerischen Durchschnittswerten. Dies trägt dazu bei, dass die regionalen Disparitäten weiter zugenommen haben, trotz erheblicher Mittel und Maßnahmen der regionalen Wirtschaftsförderung.

Im Vergleich insbesondere zu den aktuell erfreulichen Daten bei der Wirtschafts- und Arbeitsmarktentwicklung muss ebenso betont werden, dass die prognostischen Aussagen, auch und vor allem in Bezug auf die Bevölkerung für den oberfränkischen Raum ungünstig ausfallen.

Der Vortrag wird neben Trends in Vergangenheit und Zukunft auch zu den vorhandenen oder angedachten Strategien, klassischer Art und unter dem Ziel intelligenter Schrumpfung Stellung nehmen.

Ein Blick unter den Boden (und in die Landschaft) – Geologie, Relief und Neotektonik zwischen Frankenalb und Böhmen

Dr. Andreas Peterek, Geopark Bayern-Böhmen & Geographisches Institut Bayreuth
Marktplatz 1, 92711 Parkstein, E-Mail: andreas.peterek@geopark-bayern.de

Der Hochschulstandort Bayreuth bietet in seiner unmittelbaren Umgebung eine erstaunliche geologisch/physisch-geographische Vielfalt. Ursache ist das Aufeinandertreffen verschiedener geologischer Baueinheiten aus 500 Millionen Jahren Erdgeschichte:

- A) die Internzone des Variszischen Orogens mit mehreren Deckeneinheiten (Saxothuringikum, Moldanubikum, Bohemikum),
- B) die postvariszische Bruchstruktur der Fränkischen Linie (Perm – Tertiär) und
- C) das känozoische Eger-Rift.

Für die Landschaftsgliederung sind dabei die postvariszischen Bruchstrukturen und im besonderen Maße die Entwicklung des Egerrifts maßgeblich. Der große Einfluss des bis heute aktiven Egerrifts auf die Reliefentwicklung der Region wird in den letzten beiden Jahrzehnten verstärkt diskutiert.

Die postvariszische Entwicklung beginnt mit der Abtragung des variszischen Orogens bei synchroner Absenkung permokarboner Sedimenttröge (v.a. Naabtrog). Infolge thermischer Relaxation und dehnender Tektonik setzt nachfolgend eine bis zum Ende des Juras anhaltende Subsidenz der Kruste und eine Eindeckung des variszischen Basements um bis zu 1.500 m ein. Bereits während der Absenkung des Naabtroges und im Buntsandstein sind Aktivitäten entlang der Fränkischen Linie erkennbar, die in der tieferen Oberkreide und vor allem zu deren Ende hin kulminieren. Aus den Niedrigtemperatur-Abkühlraten der Kontinentalen Tiefbohrung KTB (u.a. Apatit-Spaltspurdaten) lassen sich eine Hebung und Abtragung für das Umfeld der Bohrung um bis zu 3.000 m für die spätmesozoisch-frühkänozoische alpine Inversionstektonik ableiten. Diese ist konsistent mit dem geologischen Befund im westlich angrenzenden Deckgebirge (Schuttfächersedimente westlich der Fränkischen Linie mit Überdeckung der Bruchschollenzone um bis zu 1000 m und des unterkreidezeitlichen Karstreliefs der Frankenalb um mehrere 100 m).

Der Inversionstektonik folgt eine relative Stabilitätsphase mit der Entwicklung eines ausgedehnten Flachreliefs mit Anbindung an die Molasse und das Leipziger Becken sowie die Entwicklung mächtiger Verwitterungsdecken. Änderungen setzen zum Ende des Obereozäns und vor allem im Oligozän ein, die mit intensiver vulkanischer Aktivität (Schwerpunkt um 20 Ma in Bayern; 25 – 35 Ma in Böhmen) beginnen und sich mit einer (moderaten) Aufwölbung der Lithosphäre in NE-SW Richtung und differentiellen Blockbewegungen etwa ab der Wende Oligozän/Miozän fortsetzen (Egerrift mit Egergraben sowie Horst- und Beckenmosaik in Bayern). Mit den Krustenbewegungen geht eine Umstellung des Drainagesystems und eine flächenhafte Überprägung der alttertiären Reliefelemente einher.

Der Zeitraum zwischen dem frühen Mittelmiozän und dem späten Pliozän (ca. 18 – 3.5 Ma) ist im gesamten westlichen Egerrift über Sedimente nicht belegt. Pedogene Bildungen auf Basalten und oligo-/miozänen Sedimenten sowie die flächenhafte Überprägung älterer Reliefformen sprechen für eine Abtragsphase bei relativer tektonischer Stabilität. Die im höheren Pliozän wieder einsetzende Subsidenz des Egerer Beckens als Teilelement des NNW-SSW verlaufenden Cheb-Domažlic-Grabens (> 150 m plio-/pleistozäne Sedimente) markiert den Beginn einer erneuten Hebung und tektonischen Instabilität mit Akzentuierung präexistenter differentieller Bewegungszonen (u. a. Marienbader Störung).

Tertiäre Verwitterungsreste im Fichtelgebirge und in der Nördlichen Oberpfalz

ANDREAS PETEREK^{1,2} mit Beiträgen von WOLFGANG ZECH³ im Anhang

¹ Geographisches Institut Bayreuth, Lehrstuhl Geomorphologie, D-95447, Universität Bayreuth, D-95440 Bayreuth
email: andreas.peterek@uni-bayreuth.de

² GEOPARK Bayern-Böhmen, Marktplatz 1, D-92711 Parkstein

³ Geographisches Institut Bayreuth, D-95447 Bayreuth
email: w.zech@uni-bayreuth.de

Zusammenfassung

Die Exkursion zeigt an ausgewählten "klassischen" Lokalitäten Relikte der alttertiären Verwitterungsdecke überwiegend mit dem Charakter von Saprolithen bzw. Saprolith-Grus. An der Lokalität Seedorf bei Schirnding wird erstmals für das Fichtelgebirge ein vermutlich vollständiges "lateritisches" Verwitterungsprofil vorgestellt. Die Verwitterungsdecke wird bzgl. ihrer Genese und Bedeutung für die Reliefentwicklung diskutiert. Ergänzende akutele Daten zur Geochemie und Tonmineralogie finden sich im Teil D dieses Tagungsbandes (W. ZECH).

1 Einführung

Das Exkursionsgebiet berührt die naturräumlichen Einheiten des Fichtelgebirges, des nördlichen Oberpfälzer Waldes (Waldnaab-Wondreb-Senke) und das obermainisch-oberpfälzische Hügelland. Diese gehören unterschiedlichen geologischen Baueinheiten an.

Fichtelgebirge und südlich angrenzende Oberpfalz gehören als westlichster Teil der Böhmisches Masse dem variszischen Grundgebirge an, während das obermainisch-oberpfälzische Hügelland die östliche Randzone der Süddeutschen Scholle bilden. Diese wird auch als Bruchschollenzzone bezeichnet, da in dieser rund 20 km breiten Zone der geologische Bau des mesozoischen Deckgebirges durch NNW-SSE verlaufende Horst-, Graben- und Aufschubungssysteme bestimmt wird. In der Bruchschollenzzone treten vor allem permotriassische und kreidezeitliche, nur untergeordnet im nördlichen Teil jurassische Einheiten auf.

Für den geologisch-geomorphologischen Rahmen des Exkursionsgebiets sind drei überregionale Strukturelemente prägend (Abb. 1):

1) Der variszische Unterbau mit NE-SW streichenden Baueinheiten sowie NE-SW und NW-SE streichende spät- und postorogenen Bruchstrukturen sowie die Verteilung der Granitkomplexe.

2) Die Fränkische Linie als 40 km breites Störungssystem entlang des Westrandes der Böhmisches Masse. Bewegungen entlang der Fränkischen Linie sind maßgeblich für die geologisch-geomorphologische Entwicklung der Bruchschollenzzone und die spätmesozoisch-frühkänozoische Abtragung der Randzonen von Süddeutscher Scholle und Böhmisches Masse.

3) Das känozoische Egerrift, das sich als NE-SW verlaufende Krustenwölbung von Nordböhmen bis in die Frankenalb verfolgen lässt und maßgeblich zur großräumigen Reliefstrukturierung beiträgt.

Das Exkursionsgebiet ist seit gut einem Jahrhundert ein klassisches Gebiet physisch-geographischer als auch geologischer Untersuchungen (Überblick in PETEREK & SCHRÖDER 2003, 2010; PETEREK et al. 2007, PETEREK 2007). Aus geomorpho-

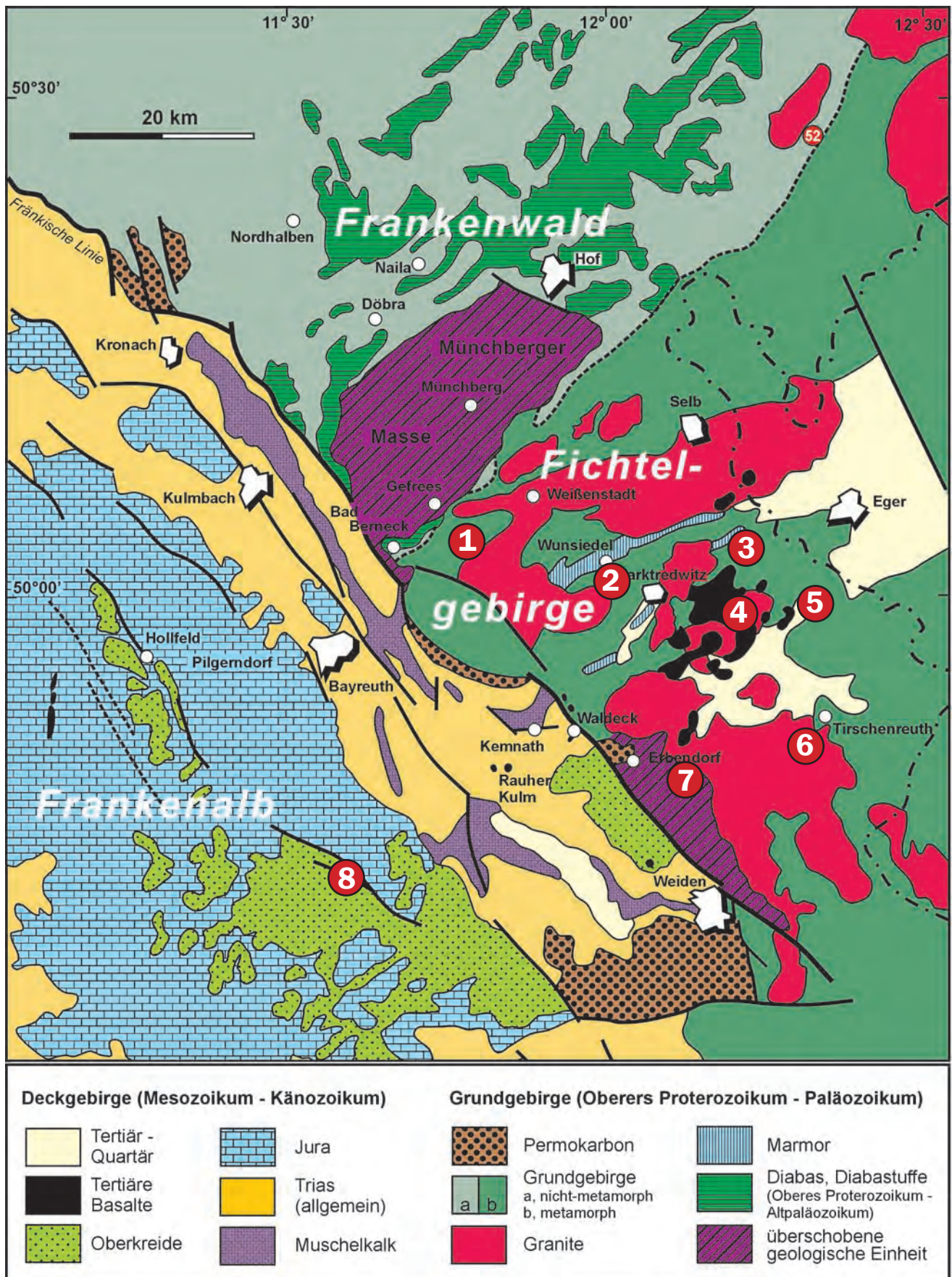


Abb. 1. Geologische Übersichtskarte auf Grundlage der Geologischen Karte von Bayern, 1 : 500.000 (4. Auflage, Hrsg. LfU). Modifiziert aus PETEREK & ROSSMANN 2004, Ber. Naturwiss. Ges. Bayreuth, XXV: Der Ökologisch-Botanische Garten der Universität Bayreuth als Archiv der Erdgeschichte Nordostbayerns.

logischer Sicht sind vor allem die Arbeiten von W. PENCK (1924; machte das Fichtelgebirge zum Beispielgebiet seiner „Piedmonttreppe“), v. Gärtner (1936), WIRTHMANN (1961), LOUIS (1984), DESIRÉ-MARCHAND & KLEIN (1987), Bischof (1993), BISCHOF et al. (1993), PETEREK (2001, 2007; darin die genannte Literatur) und PETEREK et al. (2011) zu nennen. Ansätze zu einer geomorphogenetischen Neubetrachtung auf der Grundlage paläobodenkundlicher Daten finden sich bei DREXLER (1980, 1986). BIRKENHAUER (1997) bezieht Teile des Exkursionsgebietes in seine Analyse der „Morphogenese rheno-danubischer Reliefregionen zwischen Oberkreide und Jüngsttertiär“ mit ein.

Neue Impulse erhielt die Bearbeitung des variszischen Gebirgsbaus und der Reliefentwicklung insbesondere durch die Umfelduntersuchungen zur Kontinentalen Tiefbohrung in Windischeschenbach (KTB; aktive Bohrphase 1989 – 1994; Endteufe 9.101 m). Auf Anregung von ARNO SEMMEL erfolgte im KTB-Umfeldprogramm eine geomorphologische Bearbeitung des westlichen Steinwaldgebietes auf der Basis von Apatit-Spaltspurdaten durch BISCHOF (1993). Für dieses Gebiet hatte LOUIS (1984) eine junge Tektonik abgeleitet. Basierend auf aeromagnetischen Daten aus dem Umfeld der KTB sowie auf Bohrungsdaten aus der Trinkwasser- und Rohstofferkundung versuchten HARMENING (1995), BREUER (1997) und OTT (1998) eine Bilanzierung der erhaltenen Mächtigkeit der alttertiären Verwitterungsdecke in der Waldnaab-Wondreb-Senke.

Eine systematische pedologische Untersuchung der tertiären Verwitterungsdecken erfolgte bislang nur durch KÖRBER & ZECH (1984), die LOUIS (1984) als Grundlage seiner morphogenetischen Ableitungen diente. BORGER (2000) bezieht einige wenige Aufschlüsse im nördlichen Fichtelgebirge in seine Untersuchungen zur Mikromorphologie der Mineralverwitterung als Indikator für die Bedingungen der Paläobodenbildung mit ein. Für das südlich an das Exkursionsgebiet anschließende Naabgebirge gibt es tonmineralogische Daten von VÖLKEL (1999). GILG (2000) untersuchte Verwitterungsbildungen im Exkursionsgebiet mit Hilfe stabiler Isotope (Deuterium/Wasserstoff, D/H) an in-situ gebildeten Kaoliniten in mutmaßlich alt-

tertiären und unterkreidezeitlichen Saprolithen. Seine Daten sind konsistent mit den morphogenetischen Befunden.

Daten zur Verwitterung, Pedogenese und Landschaftsentwicklung der Frankenalb wurden in den letzten drei Jahrzehnten insbesondere von PFEFFER (u. a. 1989, 1990, 2000) vorgelegt. Kaolinreiche Rotlehme, oft mehrere Meter mächtig und mit roten oder rot-gelb gefleckten und/oder grau marmorierten Wurzelzonen werden von ihm korrelativ zu tertiären Flächenbildungen in unterschiedlichen Stockwerken interpretiert. Dies steht im Gegensatz zu eigenen Geländebefunden, die auffällige Paläoböden stets in der Nähe reliktsch erhaltener Oberkreidesedimente zeigen und der von SCHRÖDER (1968) und zuletzt von PETEREK & SCHRÖDER (2010) abgeleiteten Wiederaufdeckung kreidezeitlicher Reliefelemente frühestens im späten Jungtertiär (vgl. zeitliche – unterkreidezeitliche – Stellung der Paläoböden auch bei EBERLE et al. 2007).

Die geologisch-geomorphologischen Untersuchungen im Umfeld der KTB hatten vor nun mehr als 20 Jahren die Bearbeitung der Reliefentwicklung und Tektonik im Exkursionsgebiet neu belebt. In den letzten Jahren rückten dabei im Bereich des benachbarten Egerer Beckens und des westlichen Egergrabens aktive magmatische und tektonische Prozesse in den Blickpunkt. Die Ergebnisse zeigen, dass junge und anhaltende Krustenbewegungen im westlichen Egerrift maßgeblichen Einfluss auf die Reliefentwicklung und Reliefstrukturierung haben (KÄMPF et al. 2005, PETEREK et al. 2011). Vor diesem Hintergrund muss die Entwicklung unter anderem von Abtragungsflächen bzw. von Reliefgenerationen neu bewertet werden.

Grundlage für Teile dieses Exkursionsführers sind die Exkursionsführer PETEREK (2000, 2001, 2007), PETEREK & SCHRÖDER (2003), PETEREK et al. (2007) und PETEREK & ROHRMÜLLER (2010). Aus Platzgründen wird die für das Exkursionsgebiet relevante Literatur hier nicht vollständig wiedergegeben. Diese findet sich in den zuvor genannten Schriften. Die hier wieder gegebenen Daten werden durch solche von ZECH (2011; in diesem Heft) ergänzt.

2 Klima (Fichtelgebirge)

Die Höhenlage des Fichtelgebirges mit seinem NW-SE verlaufenden Hauptkamm und seine nach Nordosten geöffnete Form sorgen für ein raues Klima, das sich deutlich von dem der umgebenden Regionen abhebt. Das Fichtelgebirge stellt zusammen mit dem Oberpfälzer Wald eine Klimascheide dar, die den Übergang zwischen maritimer (atlantischer) und kontinentaler Prägung bildet (BAUER et al. 1988). Während die westexponierten Anstiege zum Hohen Fichtelgebirge, einschließlich der Gipfellagen von Schneeberg, Ochsenkopf und Waldstein, noch ausgeprägte atlantische Klimazüge tragen (um 1000 – 1200 mm Jahresniederschlag, Jahresmitteltemperaturen zwischen 4,5 und 6 °C) nimmt im Inneren des Fichtelgebirgs-Hufeisens die kontinentale Prägung merklich zu, u. a. mit kalten Wintern mit eisigen Ostwinden („Böhmischer Wind“) und kurzer Vegetationsperiode (Jahresniederschlag 600 mm, Jahresdurchschnittstemperatur 6,2 °C, Selb).

Infolge der topographischen Gegebenheiten wirkt das Fichtelgebirge als eine Barriere für die vorherrschenden West- und Ostwinde, aber auch für Luftströmungen aus dem Norden und Süden. Der NW-SE verlaufende Hauptkamm des Hohen Fichtelgebirges zwingt die aus Westen kommenden Luftmassen zum Aufstieg mit ergiebigen Steigungsregen, die allerdings wesentlich geringer ausgeprägt sind als in weiter westlich gelegenen Mittelgebirgen (Bayreuth 600 – 800 mm, Hochlagen des Fichtelgebirges 1200 mm, Selb 600 – 700 mm; mit jährlich starken Schwankungen). Die ergiebigen Niederschläge im Hohen Fichtelgebirge führen im Winter zur Bildung einer Schneedecke, die sich um den Ochsenkopf herum 4 Monate halten kann, im inneren Hochland 2 – 3 Monate (MESSAURIUS 1992).

Im Lee der zentralen Gebirgszüge liegt das innere Hochland („Selb-Wunsiedler Bucht“), das aufgrund der Steigungsregen weniger Niederschlag erhält. Regenereignisse im Sommer resultieren meist aus Konvektionsniederschlägen. Durch ihre Öffnung nach Nordosten und durch mehrere NE-SW verlaufende breite Senkungszonen wird das Innere des Fichtelgebirges stark von Ost- bzw.

Nordostlagen geprägt. Diese transportieren im Winter kalte Luftmassen aus nördlichen Breiten heran („Böhmischer Wind“, „Bayerisch Sibirien“). So treten in Selb 133 Frost- und 45 Eistage auf.

3 Vegetation (Fichtelgebirge)

Die ursprüngliche Vegetation war geprägt durch die Vorherrschaft der Buche (*Fagus sylvatica*) in einem relativ artenreichen Bergmischwald. Reste davon finden sich punktuell noch heute. Aktuell ist auf großen Flächen der Fichtenforst verbreitet, doch wird im Rahmen von Walderneuerungsmaßnahmen eine deutliche Erhöhung des Laubholzanteils angestrebt. In den Hoch- und Kammlagen wird der Fichtenanteil zugunsten von Vogelbeere (20 %), Bergahorn (5 %) und Buche (5 %) verringert, in Hanglagen wird als typischer Bestandteil des Bergmischwaldes die Tanne wieder eingebracht.

Die natürliche Vegetation wäre eine fast völlig geschlossene Walddecke. Wälder nehmen heute insbesondere im Bereich des Grundgebirges große Flächen ein (Fichtelgebirge rund 50 %). Das heutige Verteilungsmuster ist das Ergebnis der Tätigkeit des Menschen, unter anderem im Zusammenhang mit der Schaffung von Rodungsinseln, insbesondere jedoch durch den mittelalterlichen Bergbau, Verhüttung und die Glas- sowie Porzellanindustrie. Gegen Ende des Mittelalters war der Waldbestand zum Beispiel im Fichtelgebirge auf etwa ein Zehntel des heutigen Bestandes reduziert (LAFORCE 1984). Ähnlich war die Situation in der Oberpfalz, die als „Ruhrgebiet des Mittelalters“ (GÖTSCHMANN 1985) schon früh die Verknappung des Rohstoffes Holz zu verkraften hatte. Die Erhaltung der über Jahrhunderte entstandenen „Kulturlandschaften“ hat heute im Rahmen der Naturparkprogramme sowie innerhalb des Projektes Geopark Bayern-Böhmen große Bedeutung.

Infolge der hohen Niederschläge und wasserstauer Böden kommt es im Fichtelgebirge an geomorphologisch geeigneten Stellen wie Sätteln, Mulden und Niederungen zu natürlicher Moorbildung. Allerdings sind die Moore heute weitgehend entwässert und abgetorft. Das am besten erhalte-

ne Hochmoor im Fichtelgebirge ist trotz vieler anthropogener Veränderungen das Fichtelseemoor („Seelohe“ bzw. „Torflohe“) in einer 45 ha großen Mulde des Hochtales zwischen Ochsenkopf und Schneeberg. Ein Teil der Moore Ostoberfrankens und der Oberpfalz wurde im Hinblick auf die spät- und postglaziale Wald- und Klimageschichte paläobotanisch untersucht (u. a. BEUG 1957, HAHNE 1992, KNIPPING 1989).

4 Bodenkundliche Standortbedingungen - Fichtelgebirge (ZECH et al. 1991)

Die Böden des Fichtelgebirges entstanden im wesentlichen aus den Gesteinen Phyllit, Granit und Gneis bzw. den daraus ableitbaren pleistozänen Deckschichten oder aus Relikten tertiärer Verwitterungsdecken. In den tieferen Lagen entwickelten sich vorwiegend nährstoffarme Braunerden, in den Hochlagen Podsole. Neben Übergangsformen zwischen diesen beiden Typen kommen lokal auch hydromorphe Böden vor. Aufgrund solifluidaler Prozesse im Quartär weisen die Bodenprofile häufig eine typische Schichtung mit deutlich hangparallel eingeregelter Skelett im unteren Profileteil auf. Auf den tertiären Basalten entstanden nährstoffreiche, produktive Braunerden, die ebenfalls zum Teil hydromorphe Merkmale aufweisen. Aus Sicht der forstlichen Standortkunde werden drei Hauptgruppen der Bodenbildung unterschieden: „Lockerböden“ (steinig, grusige Lehme aus Granit; steinige, schluffige Lehme aus Phyllit), Böden mit verfestigtem Untergrund (Fließerden) und Wasserüberschußböden (Hanggleye, Anmoorgleye und Moore).

Aufgrund der knappen Basenversorgung der nicht aus Basalten hervorgegangenen Böden, insbesondere verstärkt durch den bis in die 1990er Jahre starken atmogenen Säureeintrag (KAUPENJOHANN 1989), ist die Mg-Versorgung der Waldbäume häufig mangelhaft. Auf den armen Hochlagenstandorten waren insbesondere Vergilbungssymptome an den älteren Fichtennadeln als charakteristisches Symptom des Mg-Mangels großflächig verbreitet. Diese Störungen führten zum Absterben ganzer Bestände, speziell in den Hochlagen. Die N-, P- und K-Versorgung der Waldböden

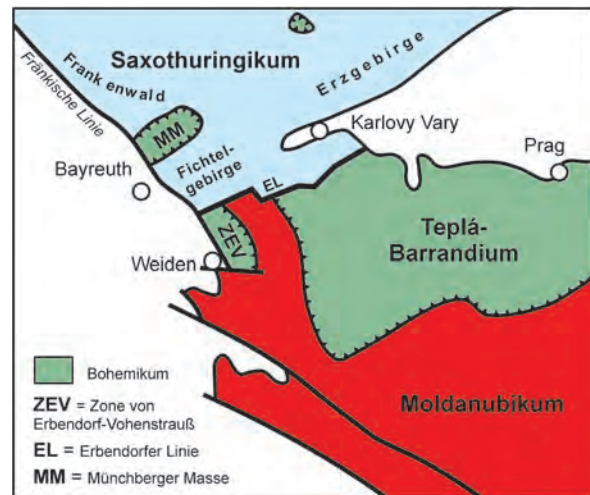


Abb. 2. Geotektonische Großeinheiten des nordostbayerischen und böhmischen Grundgebirges.

ist in der Regel ausreichend, z. T. üppig. Dies gilt mit Ausnahme von Zn im Allgemeinen auch für die Versorgung mit Spurenelementen.

Mit dem Ziel der Verbesserung des Nährstoffversorgung wurden im Zuge der Restabilisierungsmaßnahmen der geschädigten Fichtelgebirgswälder in den 1980er und 1990er Jahren umfangreiche Düngungs- und Kalkungsmaßnahmen durchgeführt.

Die ackerbauliche Nutzung der im allgemeinen ertragsarmen Böden beschränkt sich auf den Anbau von Sommerfrüchten (Sommergerste, Kartoffel). Etwa 40 % der landwirtschaftlichen Nutzfläche sind Dauergrünland, das durch Rinderhaltung genutzt wird (Stand 1991). Die Zahl der häufig im Nebenerwerb bewirtschafteten Höfe geht stetig zurück.

6 Regionalgeologischer Überblick

6.1 Variszisches Grundgebirge

Das Grundgebirge der westlichen Böhmisches Masse umfasst mehrere geotektonische Baeinheiten der Kernzone des variszischen Orogens (vgl. SCHWERT 1996). Es umfasst die beiden Haupteinheiten des Saxothuringikums (Fichtelgebirge, Waldsassener Schiefergebirge, Steinwald) sowie des Moldanubikums (Oberpfalz). Die Grenze zwischen beiden Einheiten an der Oberfläche stellt die so genannte Erbendorfer Linie dar (Abb.

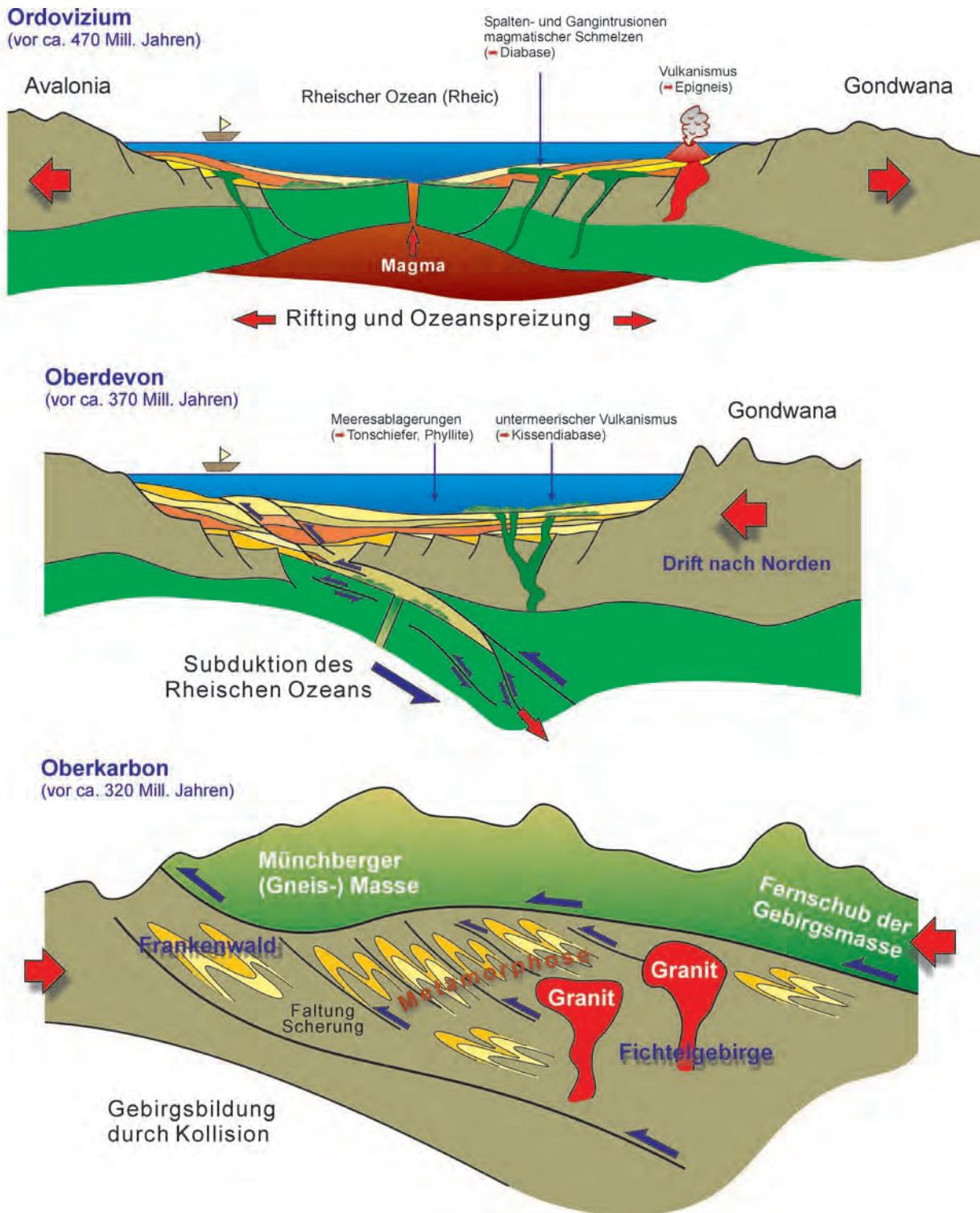


Abb. 3. Geotektonisches Modell der Entstehung der variskischen Einheiten von Frankenwald, Fichtelgebirge und nördlicher Oberpfalz mit Platznahme der Münchberger (Gneis-)Masse als Teil des Bohemikums. Frankenwald und Fichtelgebirge gehören zur saxothuringischen Zone, die nördliche Oberpfalz zur moldanubischen Zone. Aus: PETEREK et al. (2008): Goldkronach geologisch. Eine Reise durch die Zeit. Geopark-Broschüre, 28. S., Goldkronach.

2). Eine Übersicht zum geotektonischen Bau und zur Alterstellung der Gesteine des nordostbayerischen Grundgebirges findet sich bei ROHRMÜLLER et al. (2003).

Moldanubische Zone

Die Moldanubische Zone (heute: Moldanubische Region) südlich der Erbdorfer Linie ist komplex

aufgebaut. Sie wird heute in das Bohemikum und das Moldanubikum i. e. S. unterteilt. Beide Einheiten umfassen große Areale mit Paragneisen, Metabasiten, Orthogneisen und Metakarbonaten. In spätvariskischer Zeit sind vielfach granitische Plutone in die metamorphen Einheiten intrudiert.

Charakteristisch für das Bohemikum ist eine ozeanische Krustenentwicklung in einem oberproterozoischen bis altpaläozoischen Riftbecken mit basischen Vulkaniten (heute Amphibolite) und überwiegend klastischen Sedimenten (heute Paragneise). Das Bohemikum umfasst das teilweise metamorphe Tepla-Barrandium (einschließlich des nicht metamorphen Altpaläozoikums des Barrandiums). Im Westteil der Böhmisches Masse gehören die Gneis-Metabasit-Abfolgen der Zone von Erbdorf-Vohenstrauß (ZEV) und die Münchberger (Gneis-)Masse (MM) zum Bohemikum. Beide Einheiten stehen im tektonischen Kontakt zu den liegenden moldanubischen (ZEV) oder saxothuringischen (Münchberger Masse) Einheiten und stellen damit allochthone Deckenkomplexe dar.

Saxothuringische Zone

Zur Saxothuringischen Zone gehören im Exkursionsgebiet das nicht oder nur schwachmetamorphe Frankenwälder Paläozoikum der Bad Bernecker Mulde und das Erbdorfer Paläozoikum sowie die metamorphen Einheiten des Fichtelgebirges.

Stratigraphie		Lithologie	Zeitliche Einstufung			
			STETTNER (1992)		MIELKE (1998)	
			Ordoviz – Silur	„Altpaläozoischer Oberbau“		
Warmen- steinacher Serie		Metalaterite, Metapelite, Meta-Grauwacken, Meta-Psammite, Meta-Psephite Metavulkanite	Kambrium			
Wunsiedler Formation	Bunte Gruppe	Kalksilikatgesteine, Graphitschiefer	Präkambrium	= „Moldanubischer Sockel“		Ordovizium
		Wunsiedler				
		Marmor				
		Leptynite, Quarzite				
Alexandersbad- Formation		Metapelite, Metaba- site				Kambrium

Abb. 4. Vereinfachtes stratigraphisches Schema des Fichtelgebirges nach STETTNER (1992) und MIELKE (1998) zur Darstellung der teils deutlichen Unterschiede in der stratigraphischen Einstufung der lithostratigraphischen metamorphen Einheiten.

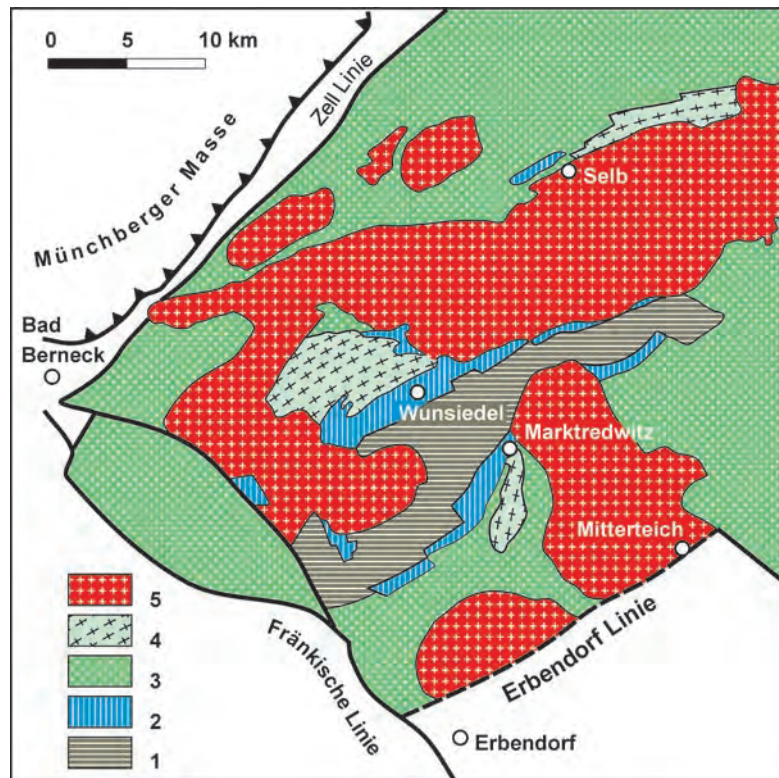


Abb. 5. Verbreitung der geologischen Einheiten im Fichtelgebirge (nach Stettner 1992). 1 = Alexandersbad-Formation, 2 = Wunsiedel-Formation, 3 = Warmensteinach-Formation (Kambroordovizium), 4 = Orthogneis, 5 = Granite. Zeitliche Stellung siehe Abb. 4.

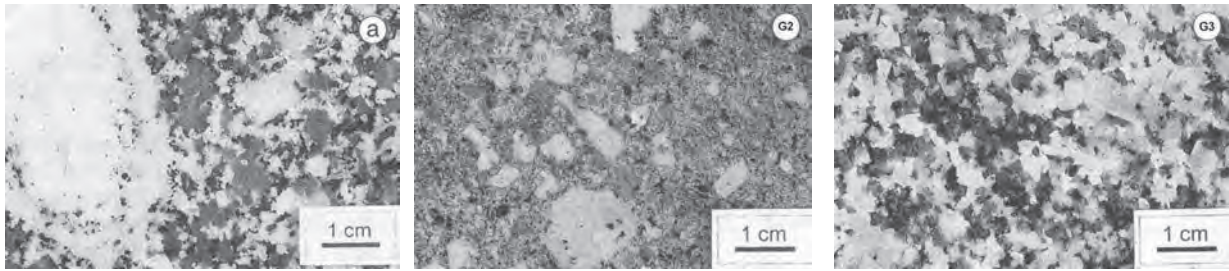


Abb. 6. Typische Gefüge der Granite G1 - G3 des Fichtelgebirges. Links: Weißenstadt-Marktleuthener Granit (G1). Mitte: Ochsenkopf-Granit (G2). Rechts: Waldstein-Granit (G3). Aus HECHT 1998.

Der Ablagerungsraum des Schichtenfolge des Saxothuringikums (Saxothuringisches Becken) ist ein Teilbecken des Rheischen Ozeans mit kontinentaler Kruste im Untergrund (passiver Kontinentalrand am Nordrand von Gondwana, vgl. heutiger W-Rand des afrikanischen Kontinentes; oder „back arc-Becken“, vgl. Japan-See).

In letztere sind spätvariszisch in mehreren Schüben Granitoide und Granite intrudiert (aktuellste Altersdaten in SIEBEL et al. 2010; Übersicht in PETEREK & ROHRMÜLLER 2010).

Das Frankenwälder Paläozoikum ist Teil des Kernbereichs des Saxothuringischen Beckens und wird aufgebaut durch eine Sedimentabfolge mit basischen Vulkaniteinschaltungen vom Jungpräkambrum bis zum Unterkarbon. Das Fichtelgebirge umfasst den metamorphen Südteil der saxothuringischen Zone, strukturell gesehen den Fichtelgebirge-Erzgebirge Sattel bzw. das Fichtelgebirgsantiklinorium. Dieses geht nach SE in das Synklinorium des Waldsassener Schiefergebirges über. Während der Übergang in das höher metamorphe Waldsassener Schiefergebirge graduell erfolgt, stehen das nicht-metamorphe Paläozoikum und das Fichtelgebirgs-Kristallin in tektonischem Kontakt (entlang von Deckengrenzen und von Vertikal-Störungen).

Hinsichtlich der stratigraphischen Einstufung der Gesteine des Fichtelgebirges bestehen zum Teil große Unterschiede (Diskussion in ROHRMÜLLER et al. 2003). STETTNER (1992) betrachtet den Kern des Fichtelgebirgsantiklinoriums sogar als moldanubische Kruste („Moldanubischer Sockel“). Die stratigraphische Einstufung der metamorphen Einheiten des Fichtelgebirges basiert im Wesentli-

chen auf lithologischen Vergleichen mit dem nicht oder nur schwach metamorphen Altpaläozoikum des Frankenwaldes und weniger auf biostratigraphischen Daten. Die Schichtenfolge endet im Ordovizium, nur im südlichen Fichtelgebirge und im Steinwald reicht sie sogar bis in das Unterkarbon. Im Fichtelgebirge dominiert eine jungvariszische Metamorphose (~ 320 Ma) unter niedrigen bis mittleren Druckbedingungen und Temperaturen bis maximal 650° C. Reliktisch erhalten sind Hinweise auf eine ältere (?frühvariszische oder spätkaledonische) Metamorphose. Die Kontaktwirkung der Granite ist regional unterschiedlich, meist jedoch gering.

6.2 Spätvariszische Intrusivgesteine

Große Teile des Exkursionsgebietes wird durch spätvariszische Granitoide (Granite, Granodiorite, Diorite; im Folgenden zusammengefasst als Granite bezeichnet) eingenommen (Abb. 1), die drei verschiedenen Hauptintrusionsphasen zuzuordnen sind (HECHT 1998 für das Fichtelgebirge, SIEBEL et al. 1997 für die Oberpfalz).

Im Fichtelgebirge weisen gravimetrische Untersuchungen auf einen weit höheren Anteil der Plutonite im Untergrund hin. Die Fichtelgebirgsgranite gehören nach ihrer Isotopenzusammensetzung überwiegend dem „S-Typ“ an, d. h. dass die Schmelzen durch Aufschmelzung ehemaliger Paragesteine in der mittleren und tieferen Erdkruste entstanden sind. Lediglich für die Ältere Granitgruppe weisen die Isotopendaten auf die Beteiligung von Mantelmagmen hin („I-Typ-Granite“)(HECHT 1988). Die heute weitgehend verwendete Gliederung der Granite im Fichtelgebirge

Granit/Granitoid		Petrographie	Rb-Sr-Alter (in Ma)
Vorläuferintrusionen Redwitzite		fein- bis grobkörnige Granodiorite bis Gabbros	350-325
Ältere Granitgruppe	G1, Porphygranit	porphyrischer, mittel- bis grobkörniger Biotitgranit	326 ± 2
	G1R, Reutgranit	Fein- und mittelkörniger, schwach porphyrischer Biotitgranit	326 ± 2
	G1HS, Holzmühlgranit	mittel- bis grobkörniger Zweiglimmergranit, nur lokal vorkommend	
	G1S, Selber Granit	klein- bis mittelkörniger Zweiglimmergranit	326 ± 2
	G1Sm, Muskovitgranit	mittel- bis grobkörniger Muskovitgranit, nur auf tschechischem Gebiet	
Jüngere Granitgruppe	G2, Randgranit	porphyrischer, fein- bis mittelkörniger Zweiglimmergranit	305 ± 4
	G3, Kerngranit	mittel- bis grobkörniger Zweiglimmergranit	306 ± 3
	G4, Zinngranit	mittel- bis grobkörniger Zweiglimmergranit	289 ± 2
	G2*, Randgranit	porphyrischer, fein- bis mittelkörniger Zweiglimmergranit	289 ± 2
	G2K, Kösseinegranit	mittelkörniger, selten porphyrischer Biotitgranit	287 ± 3
	G3K, Kösseine-Kerngranit	grobkörniger, Granat- und Cordierit-führender Biotitgranit	286 ± 26

Abb. 7. Petrographie und Alter der Granitoide des Fichtelgebirges (aus: PETEREK & SCHRÖDER 2003; modifiziert nach HECHT 1998).

wurde im Wesentlichen von Stettner (1958) aufgrund von Durchdringungskriterien erarbeitet (G1 – G4). Aktuelle radiometrische Altersdaten und Isotopenzusammensetzungen der Granitoide zeigen allerdings ein weit komplizierteres Bild der zeitlichen und räumlichen Beziehungen der Granitoide (SIEBEL et al. 2010).

Die Granite unterscheiden sich aufgrund ihrer zeitlich und räumlich unterschiedlichen Platznahme und den damit gegebenen unterschiedlichen Kristallisationsbedingungen (u. a. Temperaturhaushalt) z. T. deutlich im Gefüge („Dachgranit“, „Randgranit“, „Kerngranit“). Die Verteilung der Granite in der höheren Kruste bzw. die Lage ihrer Wurzelzonen scheint Einfluss auf das post-variszische Spannungsfeld bzw. die spröde Kruste

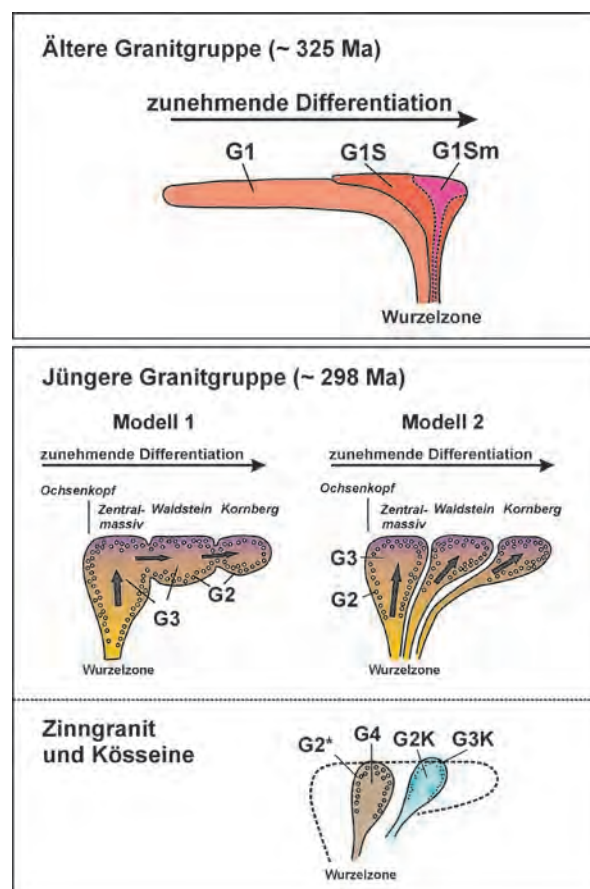


Abb. 8. Intrusionsmodell der Fichtelgebirgsgranite. Oben: Intrusion der Älteren Granite mit mindestens zwei Magmenschüben (G1 und G1S). Mitte: Zwei mögliche Modelle für die Intrusion der G2- und G3-Granite. In Modell 2 stellen die drei Massive Zentralstock (Schneeberg, Ochsenskopf), Waldstein und Kornberg eigenständige Magmenschübe mit lokaler Differentiation dar. Unten: Zinngranit und Kösseine als zwei eigenständige Magmenschübe mit randlicher Differentiation. Aus: PETEREK & ROHRMÜLLER 2010, nach HECHT 1998..

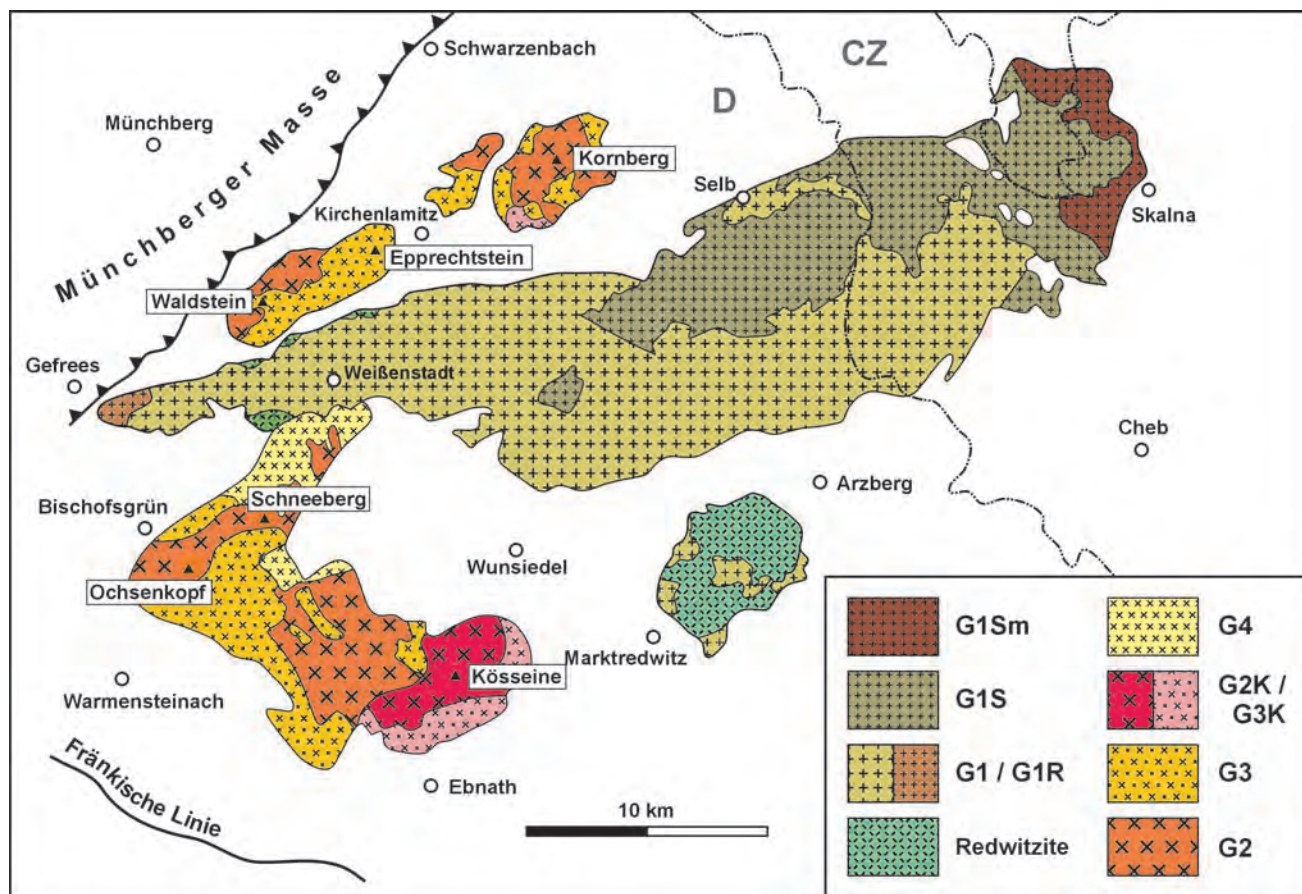
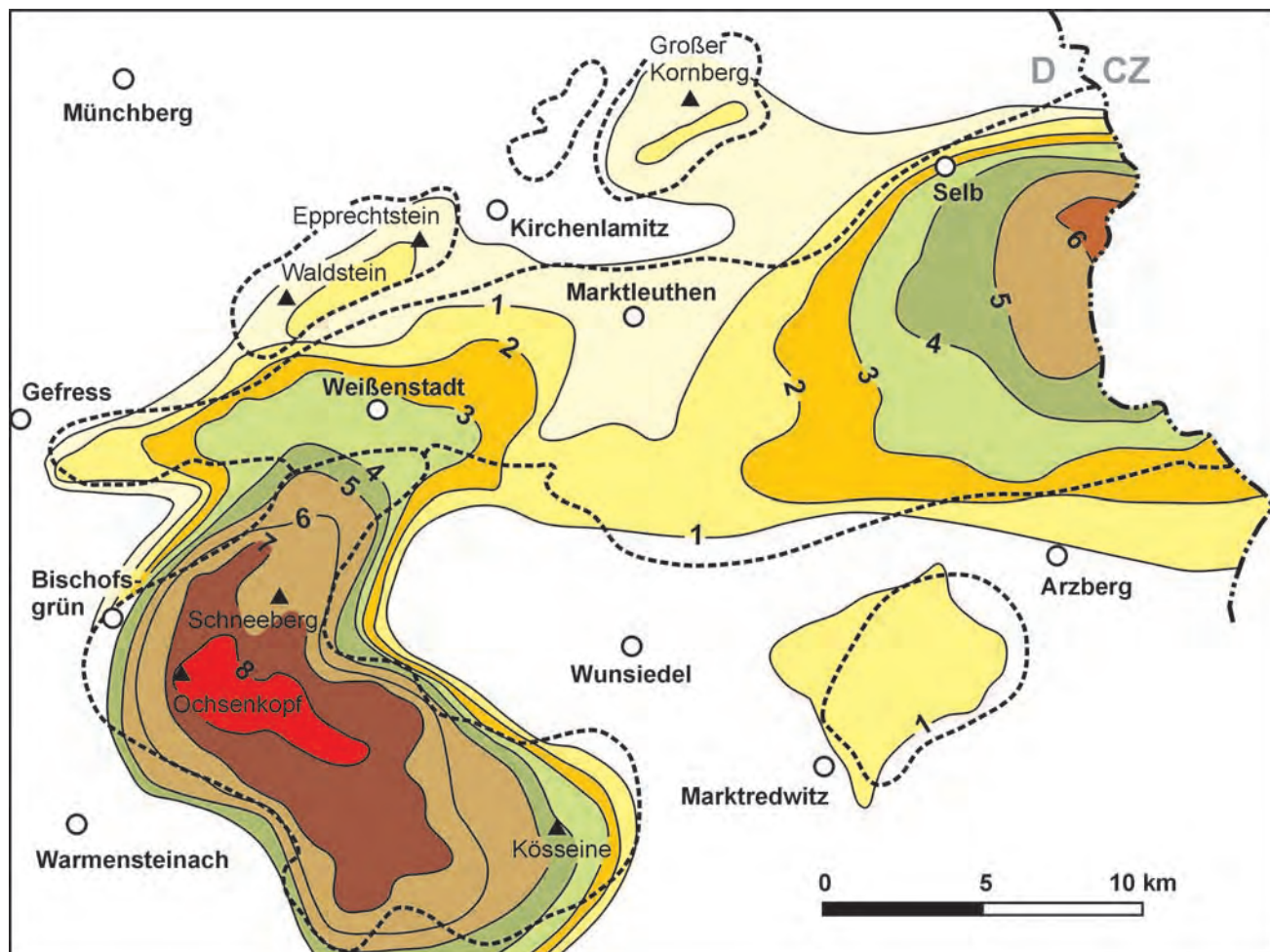


Abb. 9. Geologische Karte der spätvariskischen Granite des Fichtelgebirges (aus: PETEREK & ROHRMÜLLER 2010, nach HECHT 1998):



tendeformation gehabt zu haben. Als homogene Störkörper (vgl. Schneeberg-Ochsenkopf-Massiv, Abb. 10) beeinflussen sie die mechanischen Eigenschaften der Kruste.

6.3 Postvariszische Entwicklung

A Permokarbon bis Ende Jura

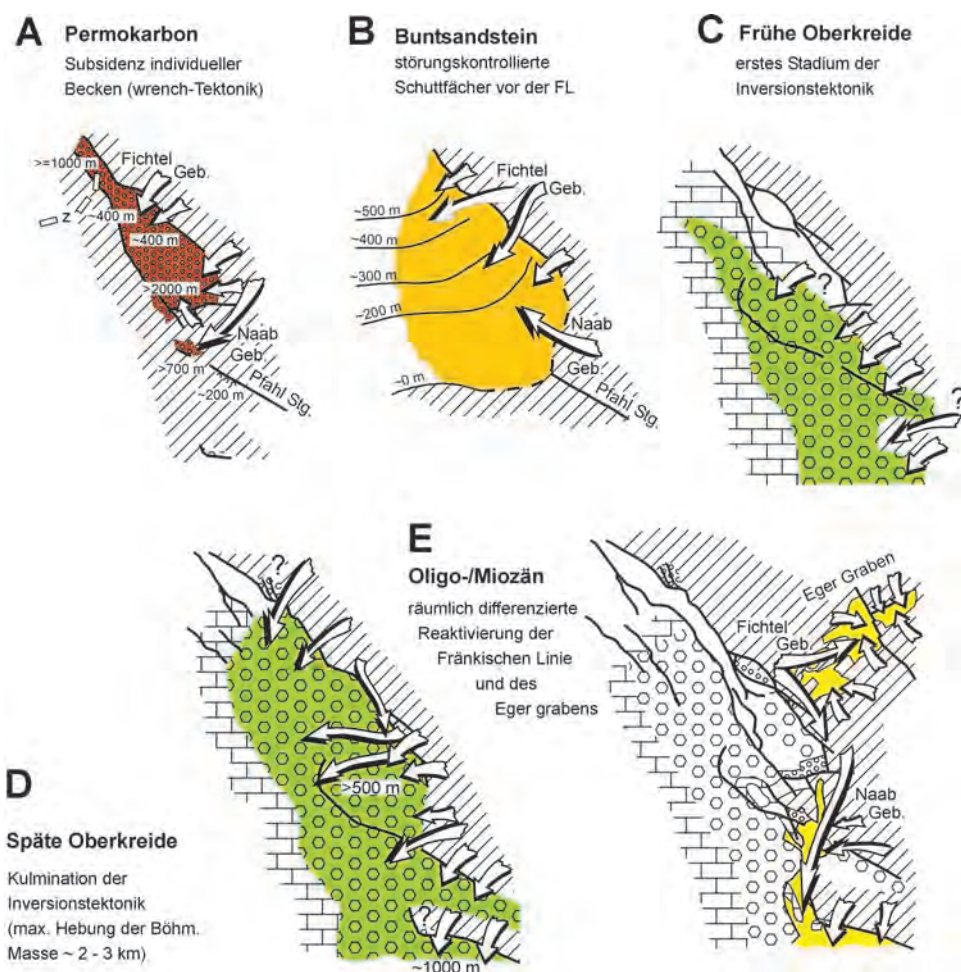
Die postvariszische Entwicklung im Exkursionsgebiet ist in den letzten zwei Jahrzehnten mehrfach zusammenfassend dargestellt worden (Lit. in PETEREK et al. 2007, PETEREK 2007). Die Ausgangssituation für die postvariszische Entwicklung bildet die nach oder synchron zur Intrusion der Granite einsetzende Hebung. Für die Platznahme der Granite im heutigen Anschnittsniveau gibt es Daten für den Falkenberger Granit (9 – 12 km, MAIER & STÖCKHERT 1992) und die „Zinngranite“ (2.5 – 5 km, Daten bei SIEBEL et al. 1997). Damit ist ein Hinweis auf die Größenordnung der postgranitischen Hebung und Abtragung im Westteil der Böhmisches Masse gegeben, obwohl die jeweili-

gen Anteile des prä- und spätmesozoischen Abtrages nur schwer abzuschätzen sind. Zwar sind bereits in den tieferen Abschnitten permokarboner Beckenfüllungen postorogene Granite enthalten, doch lassen sich die Granitgerölle und der Granitdetritus keinem der heute angeschnittenen Granite zuordnen.

Infolge einer spät- bis postvariszischen (im Wesentlichen permokarbonen) Schertektonik entwickelt sich der zunächst N-S orientierte Naabtrog (SCHRÖDER 1988, SCHRÖDER et al. 1998) entlang des heutigen Westrandes der Böhmisches Masse (Permokarbon-Trog). Bereits während der tieferen Rotliegenden wird der ursprünglich zusammenhängende Trog durch Bewegungen im Störungssystem der Fränkischen Linie in Teilbecken gegliedert (PETEREK et al. 1996). Dies gibt Hinweis auf die bereits frühe Anlage dieser Störungszone.

Mit den diskordant über die unregelmäßig verbreiteten Permokarbon-Sedimente hinweggreifenden

Abb. 11. Stadien der post-variszischen Entwicklung am Westrand der Böhmisches Masse bzw. der Fränkischen Linie. Angaben in m = Sedimentmächtigkeiten (aus: PETEREK et al. 1997; Lit. in Petererek et al. 2007).



◀ **Abb. 10.** Isolinenkarte der Tiefenerstreckung der Fichtelgebirgsgranite. Tiefenangabe in Kilometer. Aus: PETEREK & ROHRMÜLLER (2010), modifiziert nach HECHT (1998).

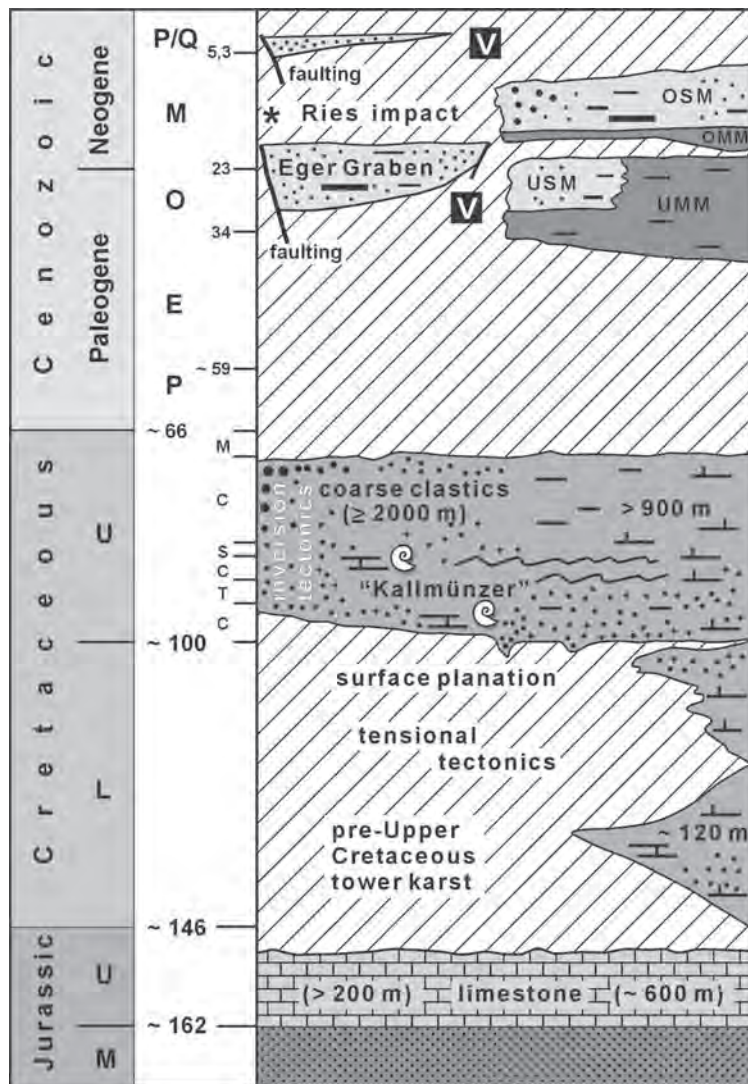


Abb. 12. Spätmesozoisch/känozoische Stratigraphie zwischen Molasse im Süden (rechts) und Egergrift im Norden (links). UMM = Untere Meeresmolasse, USM = Untere Süßwassermolasse, OMM = Obere Meeresmolasse, OSM = Obere Süßwassermolasse, V = Vulkanismus im westlichen Egergrift (aus PETEREK & SCHRÖDER 2010).

Serien des Zechsteins beginnt die bis zum Ende des Juras andauernde 1000 – 1500 m mächtige sedimentäre Eindeckung der Süddeutschen Scholle und auch des angrenzenden Areals der westlichen Böhmisches Masse einschließlich Fichtelgebirge und nördlicher Oberpfälzer Wald (vgl. SCHRÖDER et al. 1997). Ursache dafür ist die Absenkung (Subsidenz) der Kruste infolge der thermischen Relaxation (Auskühlung), nachfolgend zum spät- und postvariszischen Magmatismus.

Eine fehlende Randfazies der mesozoischen Sedimente im Bereich der heutigen Fränkischen Linie bis zum Ende der sedimentären Eindeckung

(Ende Jura) zeigt, dass die Sedimentation der über 1000 m mächtigen Abfolge auch auf die westliche Böhmisches Masse übergriff. Die Fränkische Linie muss daher zu dieser Zeit weitgehend inaktiv gewesen sein. Lediglich während des Unteren Buntsandsteins weist eine randnahe Schuttfächer-Fazies auf größere tektonische Bewegungen im Bereich der Fränkischen Linie hin (KLARE 1989, SCHRÖDER et al. 1997, 1998). Dies korreliert zeitlich mit einer Hebung/Abtragung an der KTB-Lokation um bis zu 4000 m (Titanit-Spaltspuralter, WAGNER et al. 1997).

B Kreide

Mit dem Rückzug des Malm-Meeres endet vorläufig die Sedimentation des Deckgebirges. Intensive Pedogenese und Reliefbildung unter einem tropischen Klima sowie eine phasenhafte Hebung der Böhmisches Masse kennzeichnet die Unterkreide.

Aufgrund der mittlerweile flächenhaft für das Fichtelgebirge und den nördlichen Oberpfälzer Wald vorliegenden Apatit-Spaltspuralter (= Zeitpunkt der Abkühlung der Gesteine unter ~ 120 °C; Lit. in PETEREK

2001) sind Relikte von unterkretazischen Reliefelementen oder von in-situ-Verwitterungsprodukten hier sicher auszuschließen. Altersspektren zwischen 59 und 109 Ma (gleichbedeutend mit einer Tiefenlage der Gesteine in 2-3 km zu dieser Zeit) weisen allenfalls auf spätoberkretazische Relief- oder Verwitterungsrelikte hin. Flächensysteme, die über Einheiten mit diesem Spaltspur-Altersspektrum hinwegschneiden, können daher in keinem Fall in die Kreide zurückreichen. Nach der Verteilung der Apatit-Spaltspuralter sind auch Sedimente der Kreide im Bereich des nordostbayerischen Grundgebirges nicht zu erwarten (vgl. dagegen MIELKE 2000).

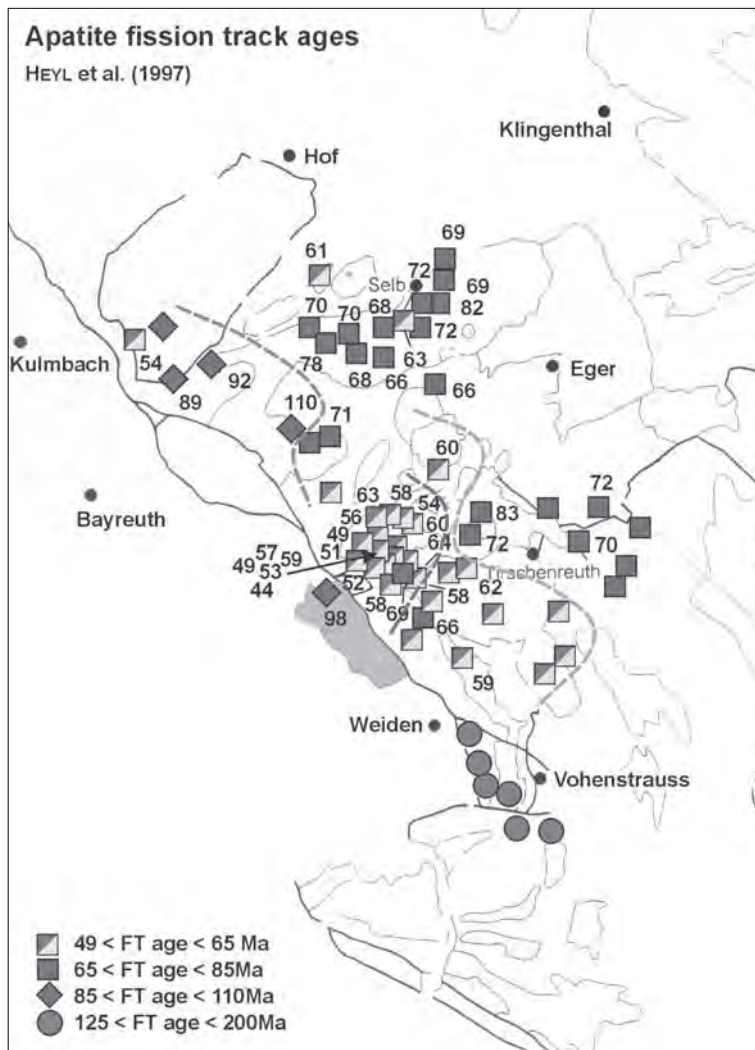


Abb. 13. Räumliche Verteilung der Apatit-Abkühlalter (< 120 °C) in den Oberflächengesteinen im näheren und weiteren Umfeld der KTB (Daten in Ma aus HEYL et al. 1997).

gen oder intrasedimentäre Bodenbildungen tropoider Prägung (Exursionspunkt 8). Letzteres ist insbesondere in Bezug auf ein nicht kontinuierliches Sedimentationgeschehen im Verlauf der Oberkreide bedeutsam. PETEREK (2009) interpretiert die von Pfeffer (div. Arb.) in das Tertiär gestellten Flächen- und Bodenbildungen als oberkreidezeitlich.

Tektonische Bewegungen entlang der Fränkischen Linie lassen sich bereits für die Unterkreide nachweisen, da die überwiegend grobklastischen Sedimente der Oberkreide bereits über einen Deckgebirgs-Schollenbau hinweggreifen. Unmittelbar westlich der Fränkischen Linie (Bruchschollenzone, Abb. 15) werden die mesozoischen Einheiten flexurartig aufgebogen.

Im Zuge dieser Bewegungen wird

Im Bereich der nördlichen Frankenalb hingegen werden Relikte eines unterkretazischen tropischen Mogoten-(Kegel-)Karstes beschrieben (PFEFFER div. Arbeiten, zuletzt 2000; weitere Lit. in PETEREK & SCHRÖDER 2010). Das Karstrelief wurde während der nachfolgenden oberkretazischen Sedimentation vollständig verschüttet (Abb. 15).

D/H-Isotopenuntersuchungen an in-situ gebildeten Kaolinen in Arkose-Sandsteinen des Buntsandsteins in der Region Hirschau-Schnaittenbach zeigen eine unterkretazische Genese (GILG 2000). Dieses Alter ist mit dem geologischen Befund (in der Nachbarschaft auflagernde Oberkreide) konsistent. Relikte von tropoid geprägten Paläoböden bzw. Saprolithen finden sich häufig in Nachbarschaft zu reliktsch erhaltenen Oberkreide-Sedimenten (insbesondere auch Farberden). Zudem enthalten die Oberkreide-zeitlichen Sedimentfolgen häufig Kaolinit betonte Tonablagerun-

der größte Teil des mesozoischen Deckgebirges vom Westrand der Böhmisches Masse wieder abgetragen.

In mehreren Schüben, kulminierend gegen Ende der Oberkreide und im Alttertiär, wird die westliche Böhmisches Masse im Zuge der alpinen Inversionstektonik (ZIEGLER 1987) teilweise um bis zu 3000 m (WAGNER et al. 1997) gehoben. Dabei wird das Grundgebirge entlang der Fränkischen Linie nach SW auf das mesozoische Deckgebirge aufgeschoben (Abb. 15). Grobklastische Sedimente im Bereich des Hessenreuther Forstes unmittelbar westlich der Fränkischen Linie stellen dazu korrelierte Schuttfächersedimente dar (SCHRÖDER et al. 1997, 1998). Etwa 5 km westlich der Bohrlokation KTB werden Sedimente der höheren Oberkreide (Santon/Campan) von Gesteinen der ZEV überschoben (Abb. 15). Die relativ einheitlichen Apatit-Spaltspuralter im KTB-Umfeld

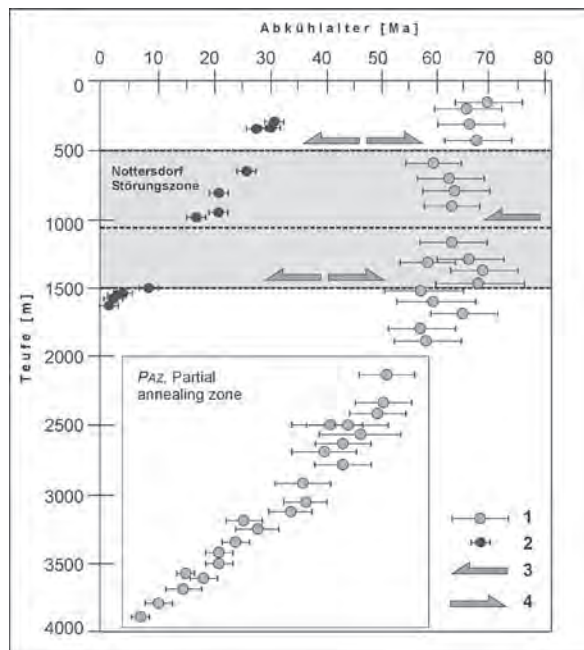


Abb. 14. Verteilung von Apatit-Abkühlaltern (< 120 °C; Daten aus COYLE et al. 1997) und Quarz-Abkühlaltern (< 45 °C; Daten aus AGEL et al. 1994) für das KTB-Bohrprofil. 1, Apatit-Abkühlalter; 2, Quarz-Abkühlalter; 3, Aufschiebung; 4, Abschiebung (aus PETEREK 2001).

um 60 - 70 Ma lassen sich mit der Heraushebung der westlichen Böhmisches Masse im Zuge dieser Störungsaktivität korrelieren.

C Tertiär

Die Entwicklung des Westrandes der Böhmisches Masse ist für den Zeitraum des Alttertiärs infolge des primären oder sekundären Fehlens von Sedimenten schlecht dokumentiert (Abb. 16). Im Liegenden der ältesten Sedimente (spätes Oligozän/frühes Miozän im Fichtelgebirge, höheres Obereozän im Egerer Becken und Egergraben; Lit. in PETEREK 2001, PETEREK et al. 2011) und der zeitäquivalenten Basaltdecken (Neudatierung zuletzt durch HORN & ROHRMÜLLER 2005) erhaltene mächtige (sialitisch/allitische) Saprolite deuten auf eine längere Phase intensiver chemischer Verwitterung unter einem warm-humiden, tropisch-subtropischen Klima hin. Eine zeitliche Einstufung mit Hilfe von D/H-Isotopenuntersuchungen an in-situ gebildeten Kaolinen im Raum Tirschenreuth durch GILG (2000) ist damit konsistent.

Die ältesten tertiären Sedimente im weiteren Umfeld des Fichtelgebirges finden sich im Sokolov-

(Falkenauer-) Becken als Elemente des Egergrabens und im Egerer Becken (Staré-Sedlo-Schichten, hohes Obereozän; Abb. 16). Deren Sedimentation endet mit einer tektonischen Phase anschließend an das höhere Eozän/tiefere Oligozän (Lit. in SCHRÖDER & PETEREK 2001). Der Sedimentation der jüngeren (oligo-/miozänen) Schichtenfolge im Egersystem bzw. der morphologischen Entwicklung des Egergrabens geht ein intensiver Vulkanismus voraus, der sich synsedimentär fortsetzt (Altersdaten Tschechien siehe ULRICH 1999).

Über Blattfloren-führende Sedimente können die ältesten tertiären Einheiten des Fichtelgebirges in das Oligo-/Miozän gestellt werden (KNOBLOCH 1989; darin die ältere Literatur). Schon zu diesem Zeitpunkt muss im Fichtelgebirge das heutige Denudationsniveau annähernd erreicht worden sein. Hervorzuheben ist eine oft feststellbare tiefgreifende Abtragung/Kappung der alttertiären Verwitterungsbildungen bzw. Erosionsphase bereits vor dem Beginn der oligo-/miozänen Sedimentation. Die z. T. in kleinräumigen Rinnen und Becken, in der Umrahmung des Egerer Beckens auch in Talformen („Prototäler“) erfolgte Sedimentation der maximal 150 m mächtigen Tone, Schluffe, Sande und Kiese reicht stratigraphisch mindestens bis in das mittlere Miozän (Lit. in PETEREK 2001). Vereinzelt sind im Fichtelgebirge den Sedimenten Braunkohlenflöze eingelagert (Seußen, Schirnding, Schindellohe).

Während des späten Oligozäns/frühen Miozäns kam es auch im Bereich des Fichtelgebirges zu einer ausgedehnten Förderung basischer Magmen (nachfolgend als Basalte bzw. Basaltdecken bezeichnet), die kleinräumig z. T. ein präexistentes Relief überdecken. Vielfach beginnt die vulkanische Aktivität mit starker phreatomagmatischer, d. h. explosiver Tätigkeit. Die Kappung prä-vulkanischer Saprolithe, die im Liegenden der Basaltdecken erhalten sind, scheint dabei u. a. auch Folge der sich explosiv seitlich ausbreitenden Druckwellen zu sein (derzeit bester Aufschluss dazu im Steinbruch Hirschentanz zwischen Pechbrunn und Waldsassen).

Aufgrund des Erosionsschutzes durch die Basaltdecken finden sich tertiäre Sedimente außerhalb der größeren Senkungszonen häufig im Liegenden

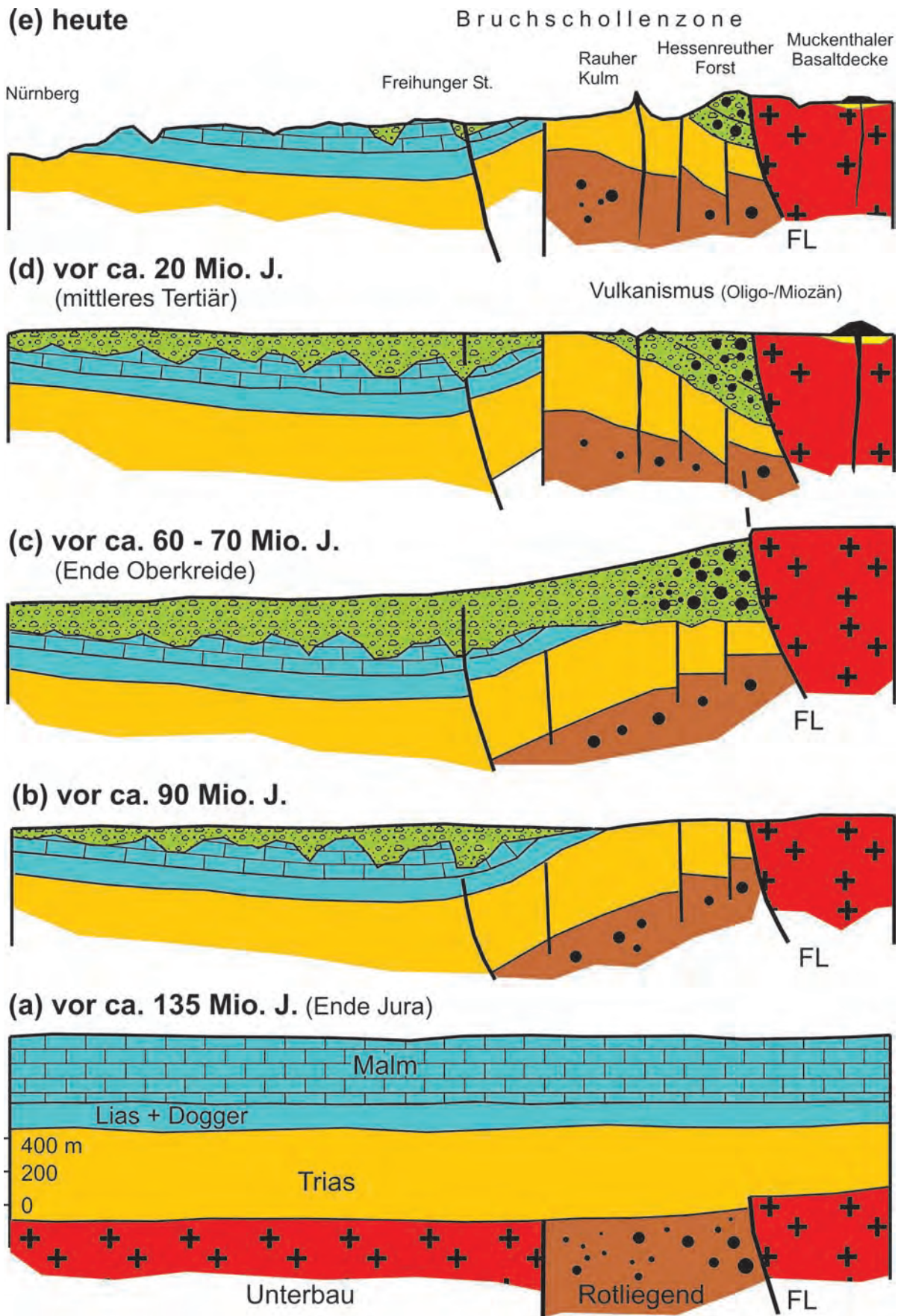


Abb. 15. Strukturelle Entwicklung der Fränkischen Linie zwischen Ende Jura und heute, dargestellt an einem Querprofil von Nürnberg über die nördliche Frankenalb und die Hessenreuther Oberkreide zum Unterbau-Areal (modifiziert aus PETREK et al. 1994, Lit. in PETREK et al. 2007).

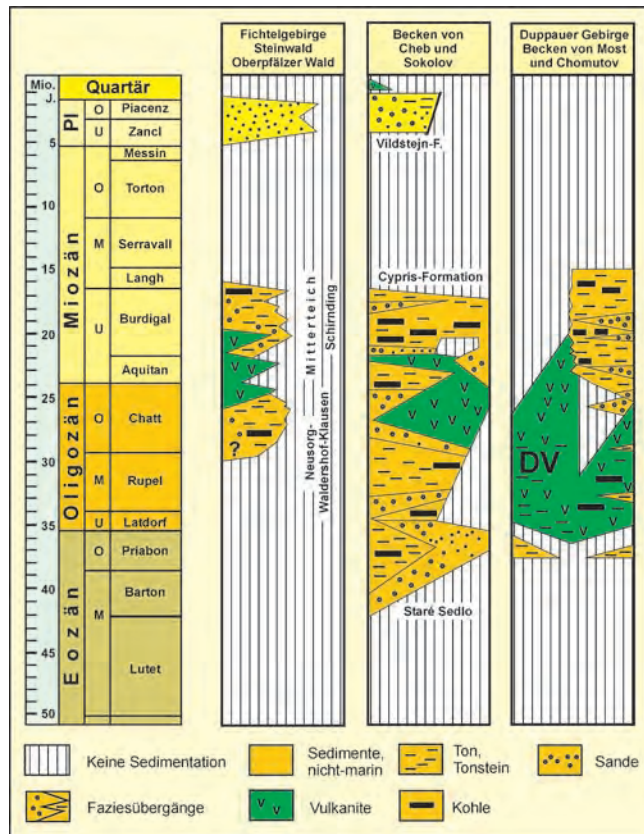


Abb. 16. Stratigraphische Übersicht über das Tertiär des Fichtelgebirges und des Egergrabens (aus PETEREK 2007).

Basaltsäulen. In Einzelfällen ist ein Übergang in eine subhorizontale Säulenstellung erkennbar. Dies gibt einen Hinweis auf eine heute zum Teil nicht mehr vorhandene seitliche Begrenzung des Vorkommens. Aus der initialen explosiven Tätigkeit, der Säulengeometrie und der Tatsache, dass sich die beim Austritt dünnflüssigen Laven nicht großräumig ausgebreitet haben, sondern teilweise mächtige Basaltdeckenkomplexe bilden, lassen sich diese als Reste einstiger Lavaseen interpretieren. Deren Begrenzungen waren entweder pyroklastische Ringwälle und/oder das Nebengestein. Die Kraterwälle wurden im weiteren Verlauf der Reliefentwicklung abgetragen. Die heutige Reliefsituation einzelner Vorkommen der Basalte stellt damit eine Reliefinversion dar (Abb. xx). Hieraus erklären sich auch die an der Basis der Vulkanite nicht selten erhaltenen tertiären Sedimente und Saprolithe über den umgebenden Abtragungsflächen. Die Basaltdecken lagern demnach nicht den Flächenresten auf, sondern unterliegen von diesen ausgehend der Abtragung bzw. der Pedimentation.

der Vulkanite. Lokale Mächtigkeiten der tertiären Sedimente in Größenordnungen von 100 bis 150 m sind vermutlich an Maarstrukturen gebunden (vgl. Abb. xx). Ein solches Maar konnte südlich des Steinwaldes durch eine Forschungsbohrung nachgewiesen werden (ROHRMÜLLER 2003).

Bei den sogenannten „Basaltdecken“ handelt es sich in vielen Fällen um punktuelle Vorkommen, häufig in erhöhter Reliefposition (z. B. Großer Teichelberg, Steinberg). Charakteristisch ist eine vertikale Stellung der thermisch induzierten

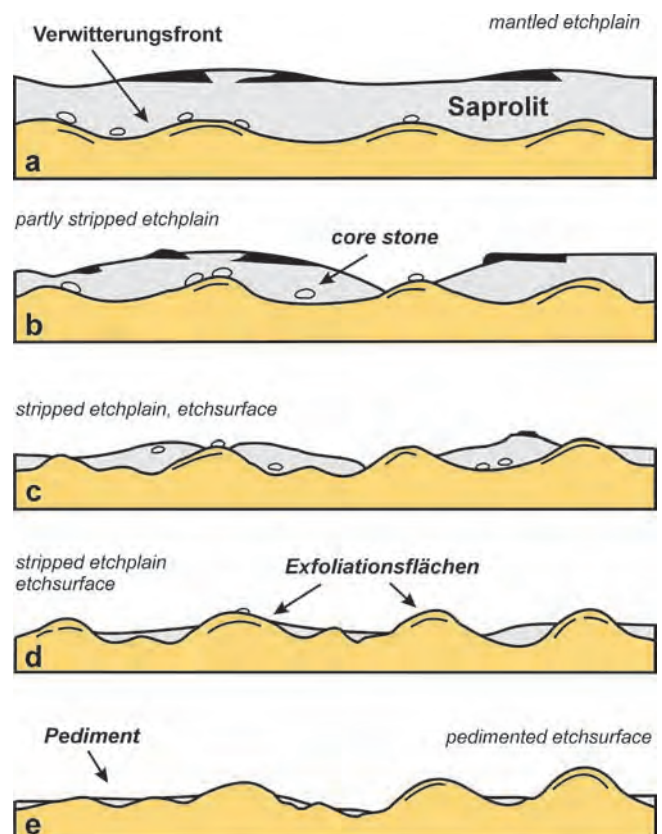


Abb. 17. Entwicklungsstadien der Exhumierung und Überprägung einer (alttertiären) „Rumpffläche“ (nach THOMAS 1994). a, „Rumpffläche“ mit tiefgründiger Verwitterungsdecke (mantled etchplain, paleo-etchplain); schwarz, Krusten; b, beginnende Zerschneidung und partielle Freilegung des Basisreliefs (partly stripped etchplain); c, d, fortgeschrittenere Stadien der Exhumierung (stripped etchplain, etch surface); e, nahezu vollständig freigelegtes Basisrelief mit flächenhafter Überprägung (Pedimentation; pedimented etch surface). Die heutigen Flächenreliefrelikte des Fichtelgebirges entsprechen den Entwicklungsstadien d und e (aus PETEREK 2001).

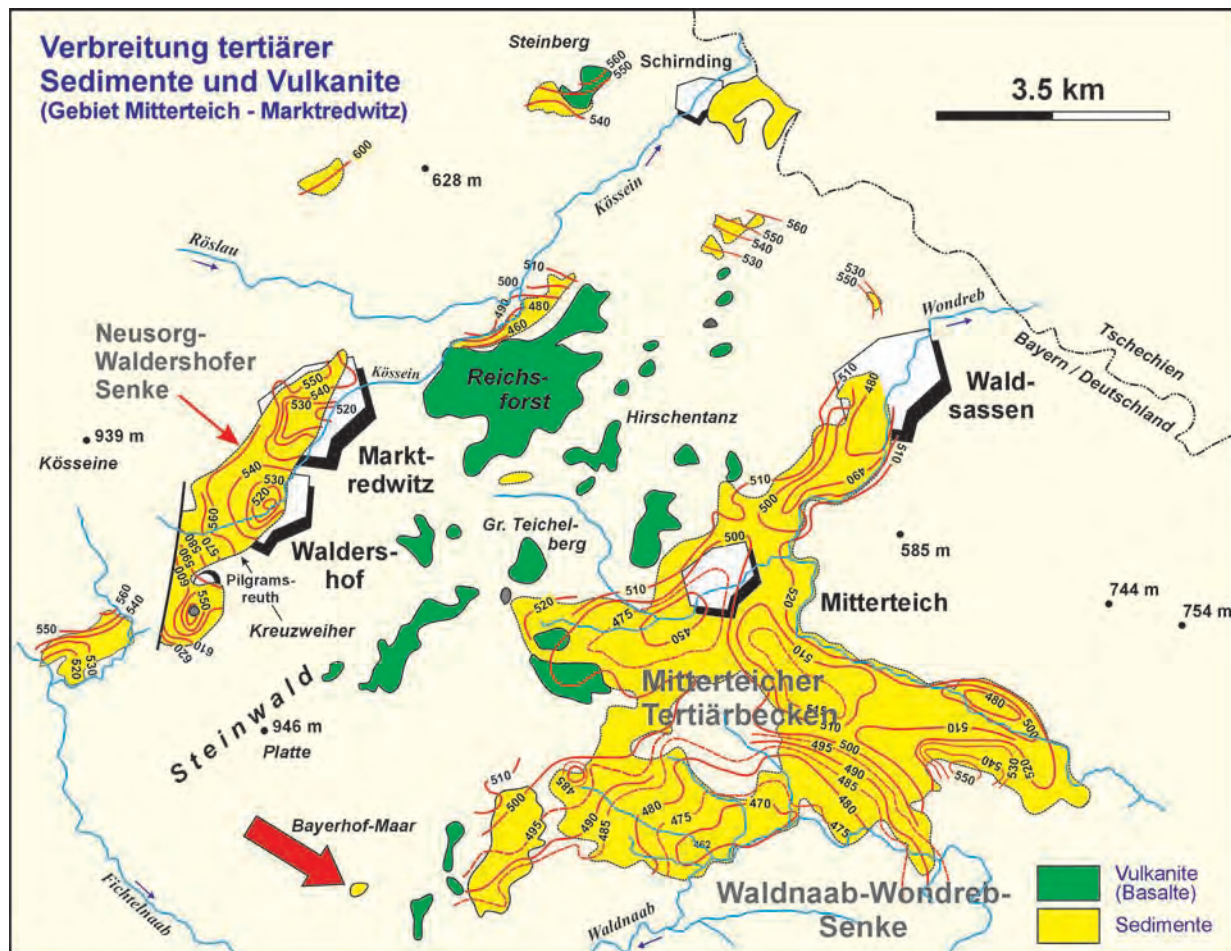


Abb. 18. Verbreitung und Auflagerungsfläche (Isolinien) der tertiären (oligo-/miozänen) Sedimente im Fichtelgebirge und seines südöstlichen Rahmens (Grundlage: Rohstoffbohrungen des Bay. Geol. Landesamtes und geol. Karten; PETEREK, unpubl.). Die Lage der Auflagerungsfläche lässt post-sedimentäre Verbiegungen und Verstellungen der Basisfläche vermuten. Im Bereich der Waldershofer Senke deuten die lokal hohen Mächtigkeiten der Sedimente auf Maarstrukturen als Sedimentfallen hin (aus: PETEREK 2007).

Die heutige Höhenlage der Basis der tertiären Sedimente sowie der Basaltdeckenreste lässt differenzielle postvulkanische Schollenbewegungen in der Größenordnung von 100 – 200 m erkennen (bereits LOUIS 1984). Ob die Verteilung von Apatit-Abkühlaltern ($\sim 120^\circ \text{C}$) im Steinwaldgebiet diese postbasaltische Hebung dokumentiert (Abb. 13; BISCHOF et al. 1993), ist fraglich. Die Alter weisen jedoch auf die Sonderstellung der Steinwaldscholle und dessen nordöstlich der Fichtelnaab lokalisiertes Hebungsmaximum hin (siehe unten).

Die Entwicklung der Drainagesysteme des Fichtelgebirges (u. a. ursprünglicher Abfluss der „Ur-Fichtelnaab“ in das heutige Egersystem, SCHRÖDER & PETEREK 2001, und der „Ur-Eger“ in das Saale-System, PETEREK 2007) weisen ebenfalls auf die Bedeutung junger, postvulkanischer und bis heu-

te anhaltende Krustenbewegungen hin. Diese sind im Zusammenhang mit der Entwicklung des Egerriffs zu sehen (PETEREK 2007, PETEREK et al. 2011).

Zu den vielfach im Fichtelgebirge diskutierten Reliefformen gehören „Altflächen“ („Rumpfflächen“), die sich oft in einer stockwerkartigen Anordnung finden. Aus dieser hatte W. PENCK sein Modell der „Piedmonttreppe“ entwickelt. Kontrovers in der Literatur diskutiert wurde u. a. die Altersstellung dieser Flächen (Lit. in PETEREK 2007). Vielfach werden diese Flächen im direkten Zusammenhang mit den alttertiären Verwitterungsbildungen gesehen. Deren Entwicklung ist jedoch nicht korrelat zur Flächenbildung zu sehen, da die Verwitterungsdecken in aller Regel von den damit jüngeren Flachformen geschnitten werden (vgl. bereits

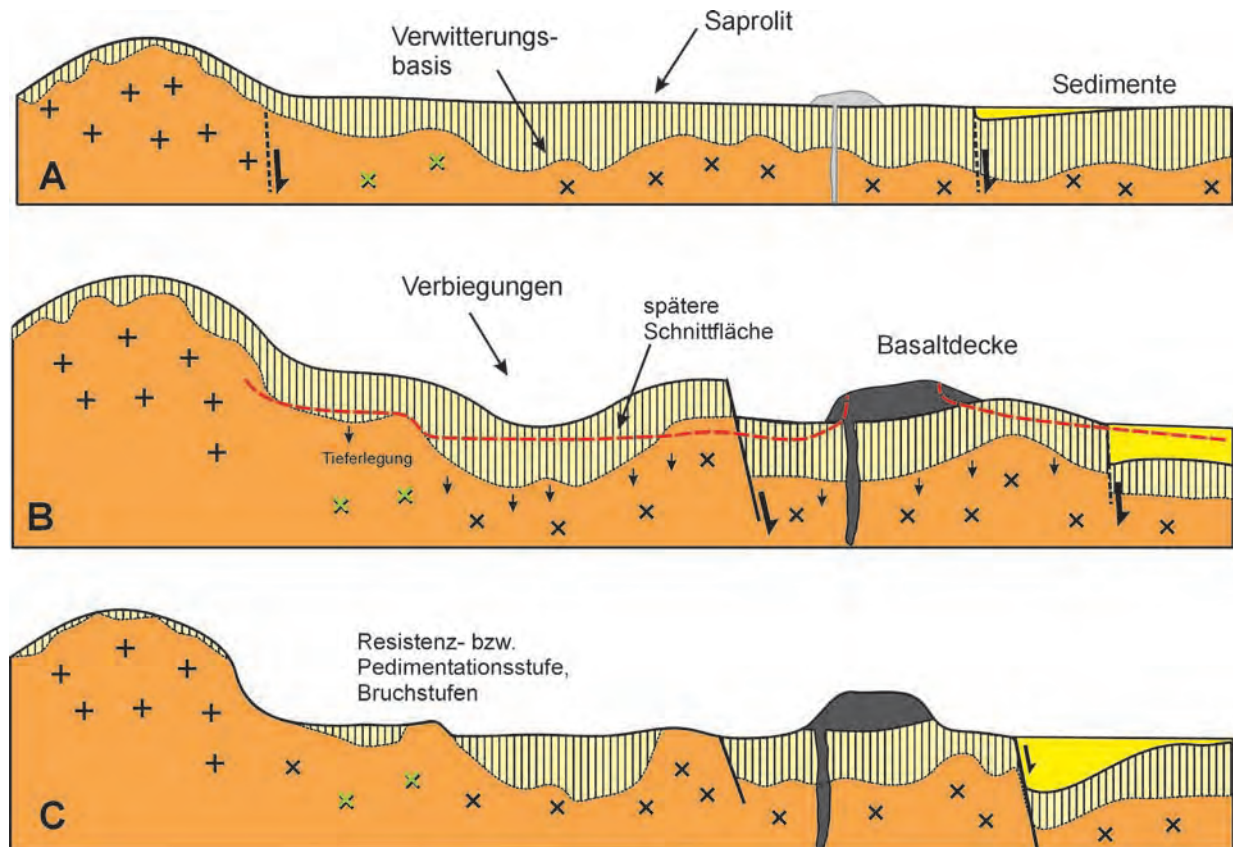


Abb. 19. Morphogenetisch/morphotektonisches Modell für das Zentrale Fichtelgebirge (W-E-Schnitt mit Hohem Fichtelgebirge als Inselberggruppe im W). **A**, Entwicklung eines Flachreliefs mit mächtiger Verwitterungsdecke (Alttertiär); **B**, Vulkanismus und begleitende Verstellung des Ausgangsreliefs (Oligo-/Miozän), Weiterbildung der Saprolite in die Tiefe; **C**, Jüngere flächenhafte Überprägung mit einer Schnittfläche, welche die älteren Verbiegungs- und Störungsstrukturen sowie die alttertiären Verwitterungsdecken kappt. Die Basaltdecken, früh freigelegte und verwitterungsbeständige Gesteinseinheiten bilden Pedimentationsstufen (Reliefstufen) (aus: PETEREK 2007.).

bereits DREXLER 1980 mit einer Differenzierung einer älteren Feuchtfächen- und einer jüngeren Trockenflächengeneration).

Die heute im Fichtelgebirge erhaltenen Verwitterungsbildungen gehen zeitlich sicher bis in das Alttertiär zurück. Darauf weist ihre Erhaltung besonders im Liegenden der tertiären Sedimente und der Vulkanite. Im Zuge jüngerer Abtragungsprozesse (u. a. der jüngeren und überprägenden Flächenbildung) sind die Verwitterungsdecken teilweise flächenhaft bis in ihre basalen Abschnitte abgetragen worden oder ihre Basis vollständig freigelegt worden („exhumiertes Verwitterungsbasisrelief“, vgl. BÜDEL 1977, THOMAS 1994). Dadurch erklären sich viele der kuppenartigen, oft auch akzentuierten Formen („Inselberge“) in unmittelbarer Nähe zu Relikten unterschiedlich tiefgründiger Saprolithe (meist Grus-Saprolithe; vgl. Terminologie bei MIGON & THOMAS 2002). Die heu-

tigen Abtragungsflächen im Fichtelgebirge stellen in großen Teilen ein solches flächenhaft überprägtes Basisrelief dar (= pedimented etch surface sensu THOMAS 1994; Abb. 17). Bislang wurde eine polygenetische Entwicklung der auf (besser „in“) diesen Flächen vorkommenden Verwitterungsdecken nicht eingehend untersucht. Hier besteht Forschungsbedarf.

Obwohl vielfach beschrieben, lässt sich die stockwerkartige Anordnung ausgedehnter Abtragungsflächen im Exkursionsgebiet nicht durch altersverschiedene Abtragungsniveaus allein erklären. Sie ist vielmehr Folge auch von Krustenbewegungen synchron und nachfolgend zur jungtertiären Flächenentwicklung. Ausgangspunkt der Entwicklung war eine alttertiäre Peneplain. Im benachbarten Nordböhmen entwässerten über diese Fläche die zentralböhmischen Flüsse über den heutigen Erzgebirgskamm hinweg in die Leipziger Bucht. Die

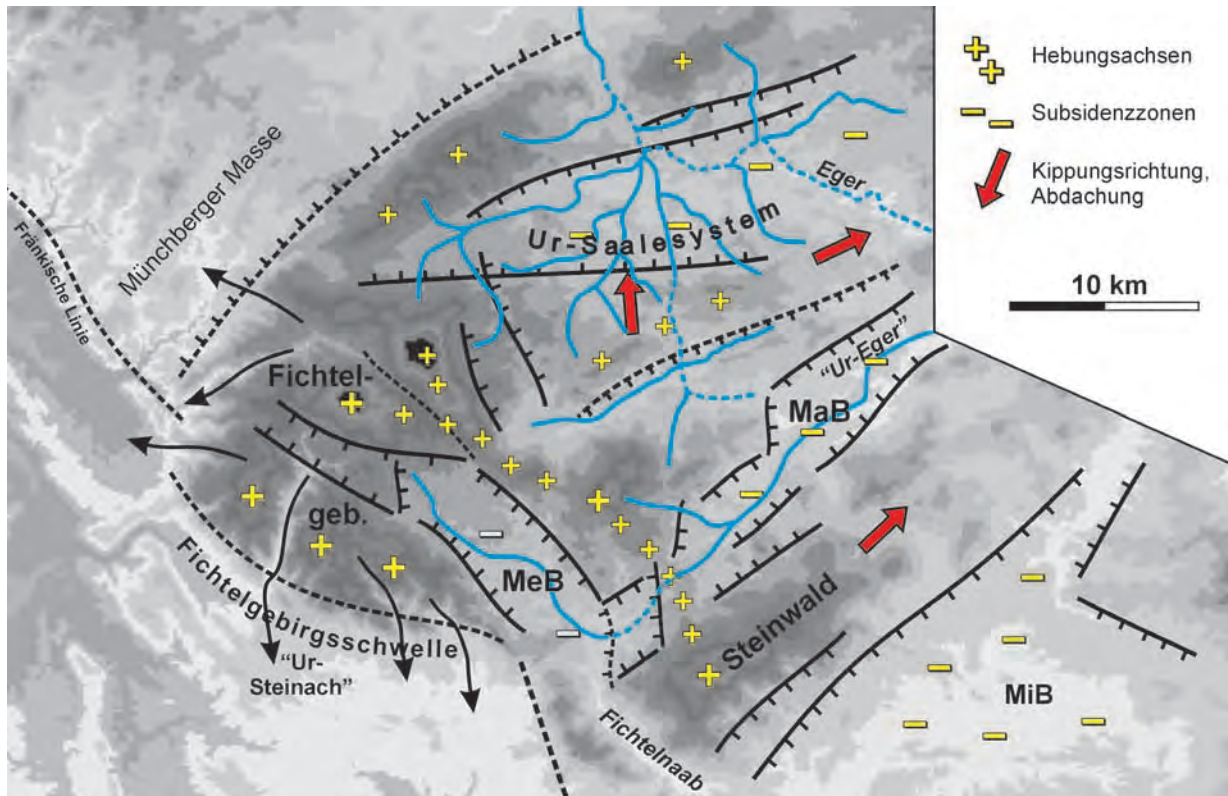


Abb. 20. Morphotektonische Karte des Fichtelgebirges mit ursprünglichen Abflussregimen im Oligo-/Miozän. MaB = Marktreidwitzer Becken, MeB = Mehlmeisel-Becken, MiB = Mitterteicher Becken; Linien mit Zacken = Morphologisch wirksame Störungen mit Kennzeichnung der abgesunkenen Scholle (in Richtung der Zacken); Drainage-Linien = ursprüngliche Drainage: durchgezogen = heutige Abflussrichtung entspricht der früheren, gestrichelt = heutige Abflussrichtung entgegen der früheren. Rekonstruktion anhand der Gewässergeometrie und der allgemeinen Abdachung im zentralen Fichtelgebirge (aus PETEREK 2007).

Schwermineralführung oligo-/miozäner Sedimente im Saalesystem nördlich des Waldsteins lässt diese dem Fichtelgebirge zuordnen (u. a. Topas aus den Zinngraniten) und weist auch hier auf eine ursprüngliche Drainage des Hohen und Zentralen Fichtelgebirges nach Norden (SCHRÖDER & PETEREK 2001, PETEREK 2007). Mit Einsetzen der Krustenaufwölbung des Egerriffs im Anschluss an die oligo-/miozäne Hauptphase der vulkanischen Aktivität werden das Fichtelgebirge und die südlich angrenzende Oberpfalz gehoben. Synchron zur Hebung und zu den differenziellen Bewegungen erfolgt die Abtragung der älteren Verwitterungsdecken sowie die flächenhafte Überprägung des Reliefs. Wie Abb. 19 am Beispiel der inneren Hochfläche des Fichtelgebirges schematisch zeigt, orientieren sich „Flächenstockwerke“ an lithologischen Vorzeichnungen (Resistenzstufen und exhumierte Störungszonen), können aber auch direkte Folge von Blockbewegungen sein. Die „Basaltdecken“ werden als Härtlinge herauspräpariert.

Morphotektonische Untersuchungen im unmittelbaren Rahmen des Egerer Beckens (SCHUNK et al. 2003, PETEREK et al. 2011) zeigen eine Akzentuierung der Krustenbewegungen im Bereich des Egerriffs gegen Ende des Tertiärs (bereits MALKOVSKÝ 1987). Entlang der heute seismisch aktiven Marienbader Störung lassen sich seither Vertikalbewegungen von bis zu 400 m nachweisen (SCHUNK et al. 2003). Diese zeitliche Zuordnung dürfte auch für das südwestliche Egerriff, zu dem große Teile des Exkursionsgebietes gehören, zutreffen. Eine zwischen dem Oligo-/Miozän und dem Ende des Tertiärs (bis vor etwa 3 – 4 Ma) „moderate“ Hebungstektonik erklärt die flächenhafte Überprägung des paläogenen Reliefs. Danach wurde die jungtertiäre Flächengeneration in unterschiedlichem Ausmaße verstellt, disloziert und überprägt (z. B. Nordkipfung der zentralen Hochfläche des inneren Fichtelgebirges, PETEREK 2007; Absenkung der Waldnaab-Wondreb-Senke).

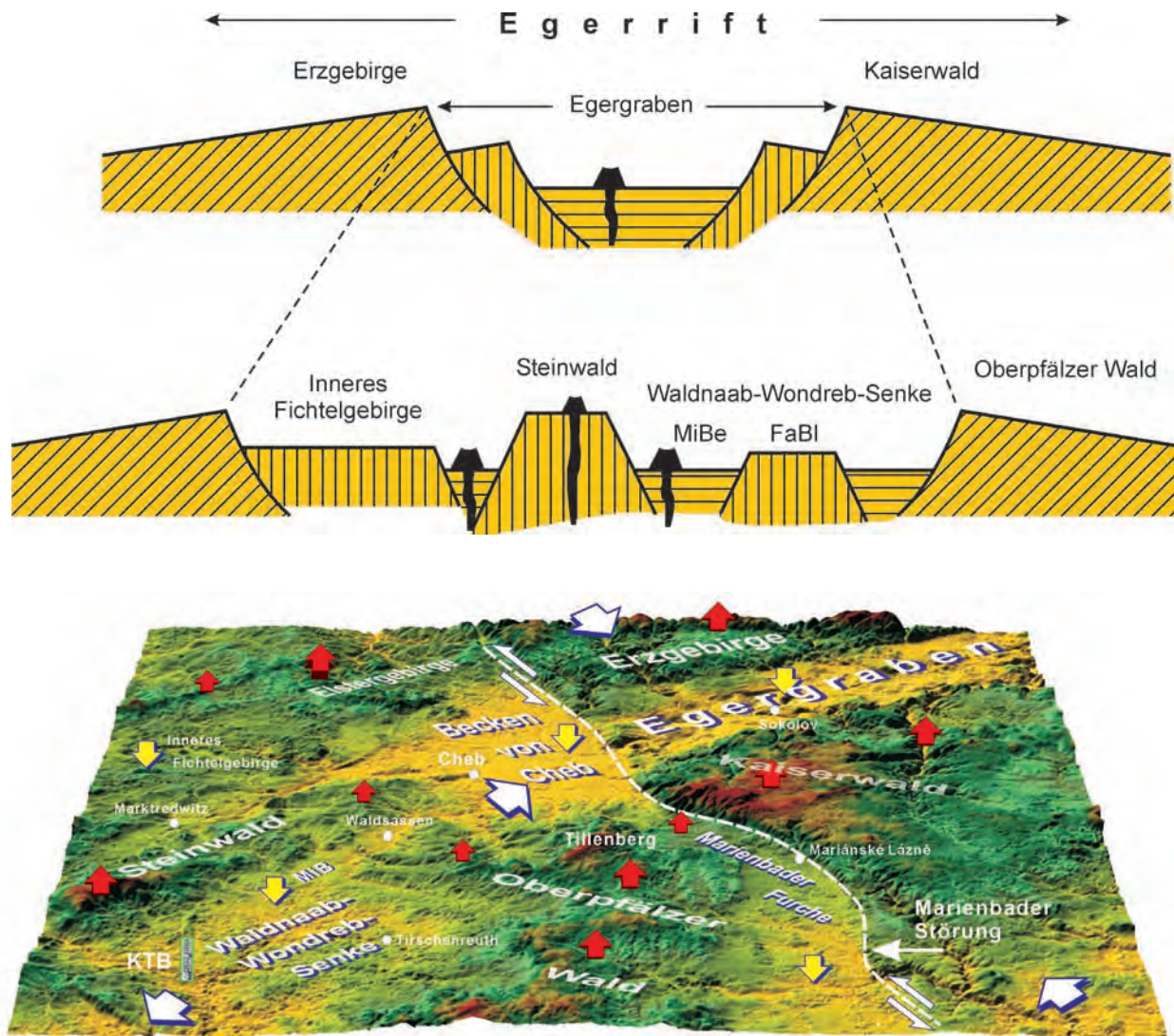


Abb. 21. Krustenbewegungen und Krustenstrukturierung im Westteil des Eger Rifts. Oben: Zwei Querschnitte durch das Eger Rift. Oben, Lage des Profils von Erzgebirge über Egergraben in den Kaiserwald. Unten: Lage des Profils vom Waldstein-Kornberg-Höhenzug über den Steinwald zum nördlichen Oberpfälzer Wald. Während sich im böhmischen Teil des Rifts ein klar definierter Graben bilden konnte, wird der bayerische Teil in ein komplexes Bruchschollenmuster zerlegt. Ursache ist der unterschiedliche Krustenaufbau mit unterschiedlicher Reaktion auf das regionale Spannungsfeld. Grenze ist die seismisch aktive Marienbader Störung (modifiziert aus PETEREK et al. 2011, eingereicht).



Abb. 22. Blick auf zwei der Basaltkegel im westlichen Vorland von Fichtelgebirge und Steinwald. Links: Waldecker Schlossberg, rechts (im Hintergrund): Rauher Kulm. Die synvulkanische Landoberfläche lag noch etwa 150 - 200 m über dem heutigen Gipfel des Rauhen Kulms.

Vulkanismus und Landschaftsentwicklung im Oberpfälzer Hügelland

Das Vorkommen tertiärer Vulkanite setzt sich von Nordwestböhmen über das östliche Fichtelgebirge bis in die nördliche Oberpfalz fort. Die südwestlichsten Ausläufer liegen im Oberpfälzer Hügelland westlich der Fränkischen Linie. Sie finden sich im Schnittpunkt zur Fränkischen Linie paralleler Störungen mit der Egergraben-Richtung. Mehr als 20 Ausbruchsstellen treten im „Kemnather Vulkanfeld“ auf (Abb. 28). Aufbau der „Vulkane“ und Nebengesteinskomponenten heute abgetragener mesozoischer Schichten in den „Schlotbrekzien“ (Diatrembrekzien) zeigen, dass die synvulkanische Landoberfläche bis zu 200 m über den heutigen Gipfellen der „Basaltkegel“ lag (Literatur in PETEREK et al. 2007). Dies dokumentiert eine gegenüber den Grundgebirgsarealen (zum Teil mit erhaltenem vulkanischen Oberbau!) deutlich größere post-vulkanische Abtragung. Die relative Tieflage der prä-vulkanischen Landoberfläche im Bereich der Waldnaab-Wondreb-Senke um bis zu 200 – 300 m unterhalb der im mesozoischen Vorland zeigt gegenüber der oberkreidezeitlichen Kompressionstektonik inverse Bewegungen entlang der Fränkischen Linie an. Ursache ist die Absenkung der Waldnaab-Wondreb-Senke im Scheitelpunkt des Egergrabs.

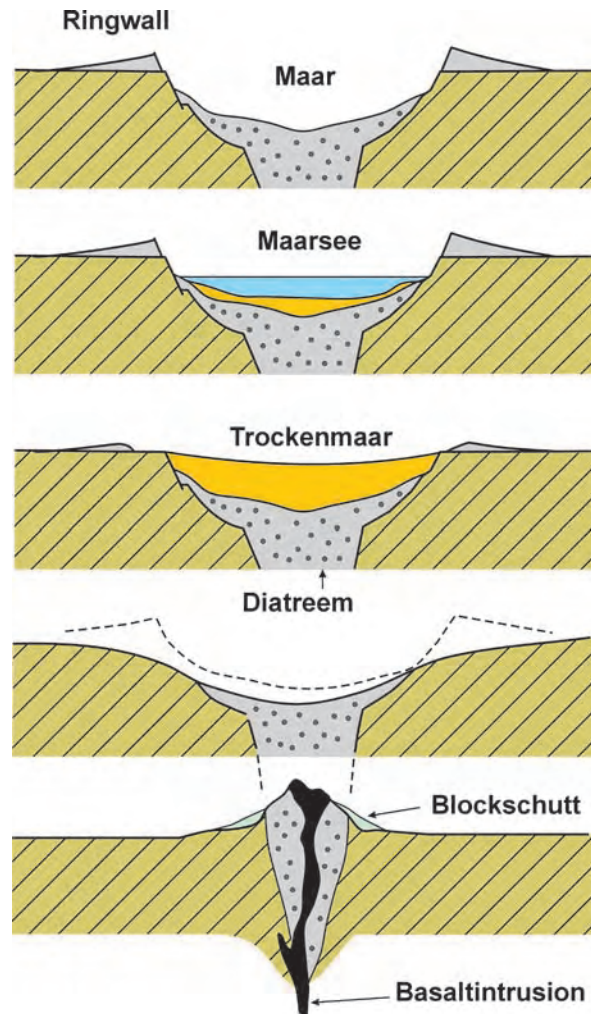


Abb. 23. Vom Maar zum Basaltkegel (aus PETEREK & HÖGY 2009; nach BÜCHEL & PIRRUNG 1993; Lit. siehe Abb. 24).

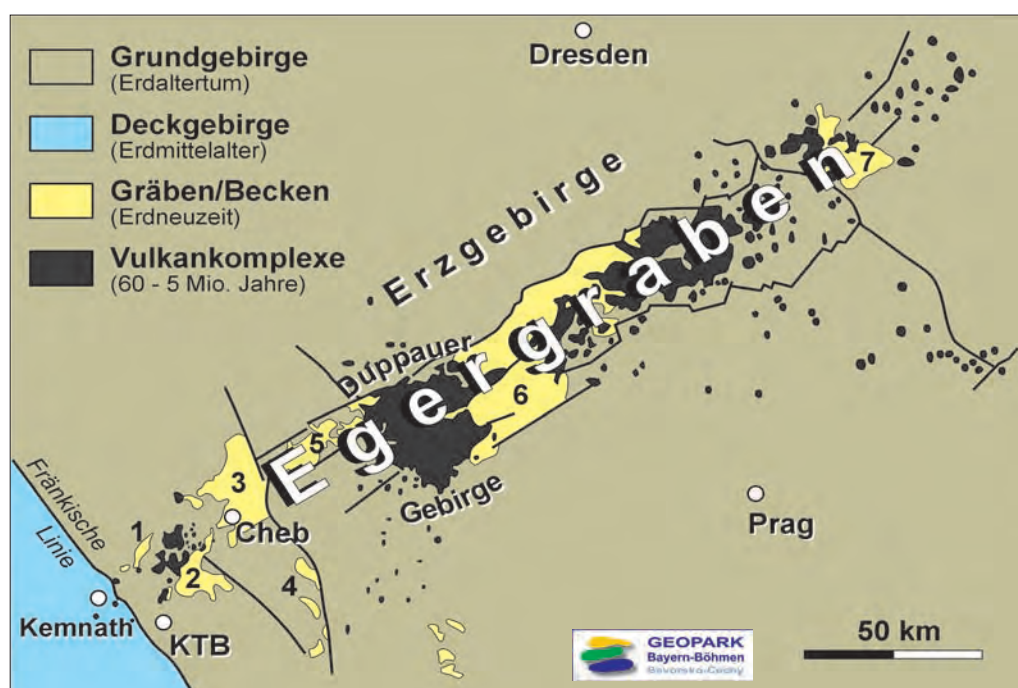


Abb. 24. Verbreitung känozoischer Vulkanite im Egergraben.

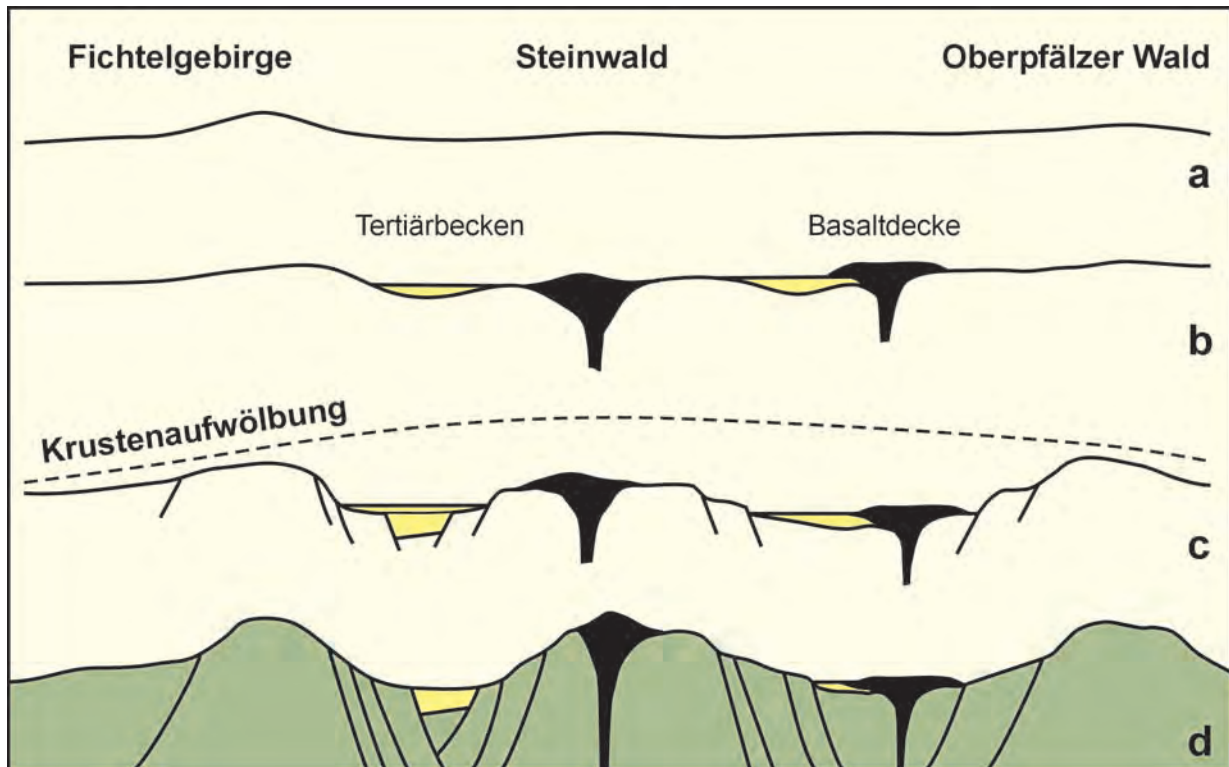


Abb. 25. Morphogenetisch/morphotektonische Entwicklung der Waldershof-Neusorger Senke zwischen Kösseine im Norden und Steinwald im Süden (aus PÖLLMANN & PETEREK 2010).

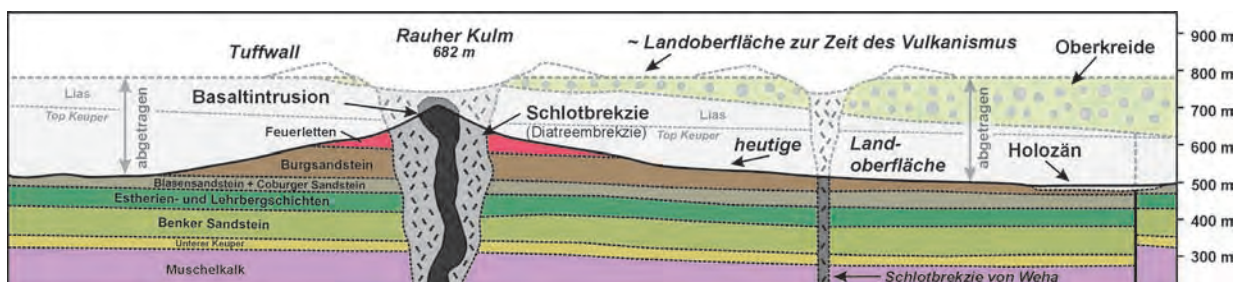


Abb. 26. Geologischer Querschnitt durch den Rauhen Kulm mit eingetragener syn-vulkanischer Geländeoberfläche (Oligo-/Miozän) bzw. des postvulkanischen Abtrages. Für die Zeit der vulkanischen Eruption ist über die Nebengesteinskomponenten in der Schotbrekzie (Diatreembrekzie) der Rand der Hessenreuther Oberkreide noch bis in den Raum des Rauhen Kulms rekonstruierbar (modifiziert aus PETEREK et al. 2007).

Das Kemnather Vulkanfeld mit gegenüber dem Grundgebirge morphologisch weniger resistenten Gesteinseinheiten liegt in der Hebungsachse des Egerriffs. Diese Hebung hat die beträchtliche Erosion in diesem Bereich stimuliert (vgl. auch PETEREK & SCHRÖDER 2010). Der heute akzentuierte Anstieg zum Grundgebirge entlang der Fränkischen Linie ist in ihrem südlichen Abschnitt damit vor allem lithologisch begründet.

Der Aufbau der Diatreembrekzien der Vulkanbauten im Kemnather Vulkanfeld weist auf phreatomagmatische Eruptionsprozesse hin, die zur Zeit

der vulkanischen Aktivität an der Erdoberfläche Maarstrukturen erzeugt haben dürften (vgl. Vulkaneifel). Die Diatreembrekzien bestehen zu einem hohen Prozentsatz aus pyroklastisch zerkleinerten Nebengesteinsfragmenten, die durch mehrfache Eruptionen mit den magmatischen Klastika intensiv vermischt sind. Mit dem Aufdringen einer basaltischen Intrusion in den Förderschlot (versiegter Wasserzutritt?) wurde ein finales Stadium der Maarentwicklung eingeleitet.

Die heutigen Basaltkegel stellen die durch Erosion herauspräparierten Intrusivkörper dar (Abb. 23).

Abb. 28. Kemnather Vulkanfeld (aus PETEREK & HÖGY 2009).

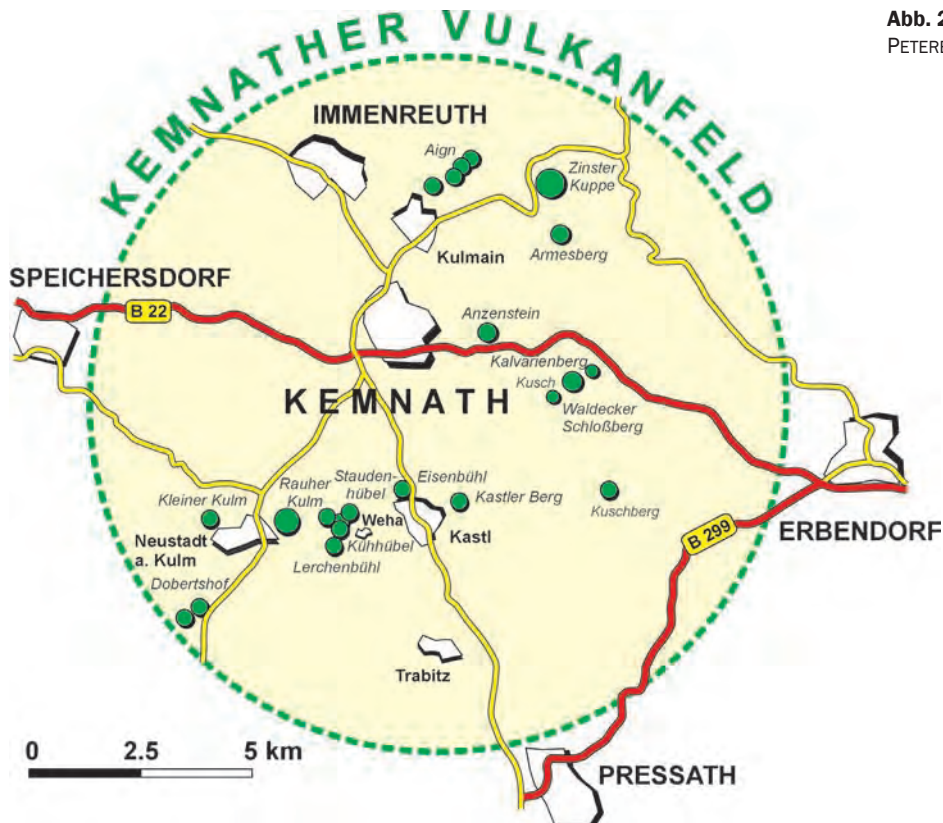


Abb. 29. Basaltkegel des Hohen Parksteins bei Weiden.



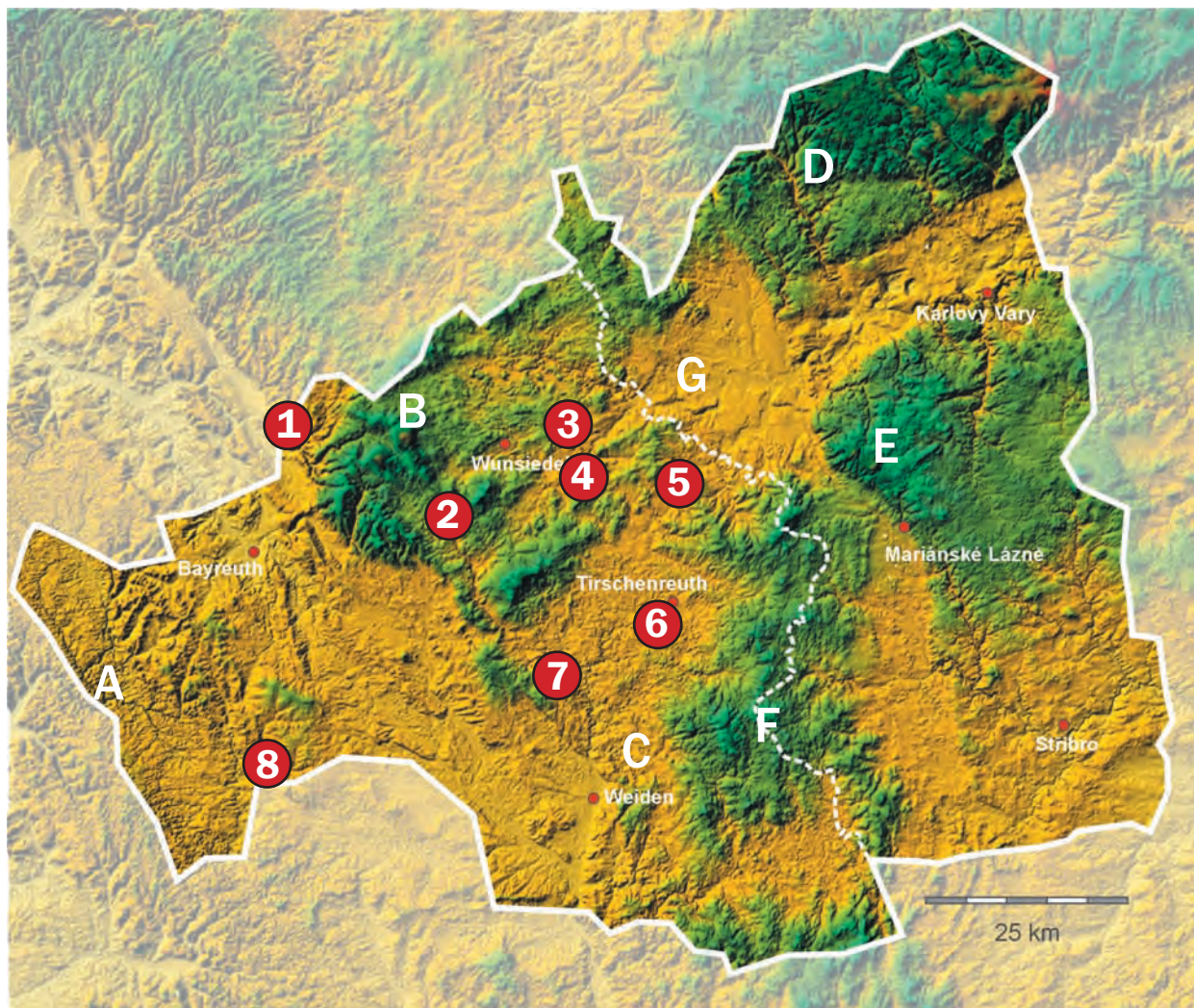


Abb. 30. Topographie des Geopark Bayern-Böhmen mit den Naturräumen östliche Frankenalb (A), Fichtelgebirge (B), Nördlicher Oberpfälzer Wald (C), Westerzgebirge (D), Kaiserwald (E), Böhmerwald (F) und Egerer Becken (G). 1 - 7 = Lage der Exkursionspunkte. Gestrichelt = deutsch-tschechische Grenze.

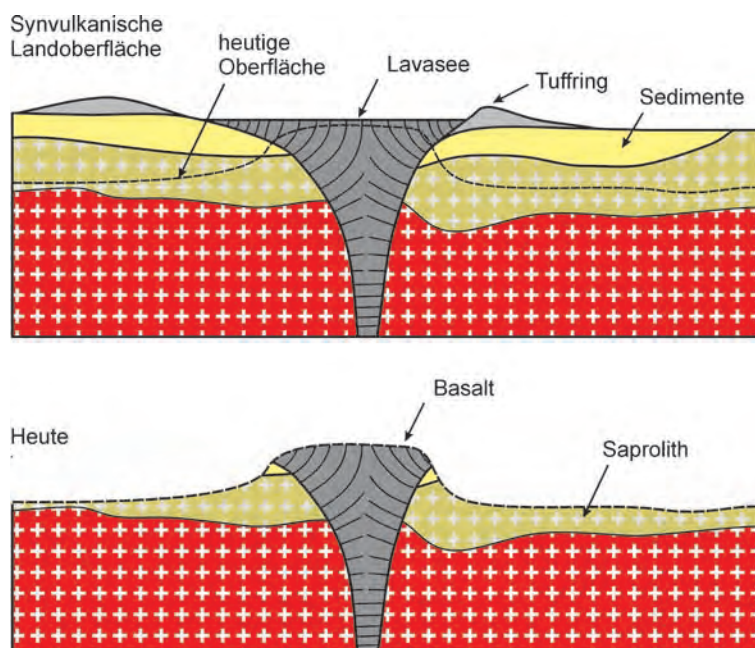


Abb. 31. Vom Lavasee zur Basaltdecke in exponierter Relieflage als Folge einer Reliefumkehr (schematisch).

6 Exkursionspunkte (PETEREK & ZECH)

Fahrtroute

Bayreuth (Universität) – Goldkronach – B 303 – Wülfersreuth: Halt 1 – B 303 – Tröstau – Wunsiedel (Luisenburg): Halt 2 – B 303 – Schirndig: Halt 3 – Seedorf: Halt 4 – Waldsassen (Mittagspause) – Tirschenreuth: Halt 5 – Windischeschenbach (Kontinentale Tiefbohrung KTB) – Halt 6: Erberndorf – B 299 – Pressath – B 470 – Kirchenthumbach: Halt 7 – Creußen – Bayreuth (Universität).

Halt 1

Schweinsbacher Sattel bei Wülfersreuth

Lage: R: 44 83 800; H: 55 47 240 (TK 50 Blatt 5936 Münchberg)

Braunerde-Podsol (FAO: Dystric Cambisol; Soil Taxonomy: Typic Dystrachrept) auf kaolinitisch verwittertem Epigneis (Meta-Rhyolith) in ebenem Relief in 700 m NN. Nutzung: Fichten-/Kiefernforst, ca. 80 – 100 Jahre; Humusform: Rohhumus. Klima: 1000-1200 mm/Jahr, mittlere Jahrestemperatur 5 °C.

Aktuelle Profilbeschreibung und Analysedaten im Teil D (ZECH).

Halt 2

Felsenlabyrinth Luisenburg bei Wunsiedel

Lage: R: 44 99 486; H: 55 41 724 (TK/GK 25 Blatt 5937 Fichtelberg)

Granitverwitterung, Blockmeer, „Rock failure“

Geotouristische Bedeutung und Geschichte des Felsenlabyrinths

Das Felsenlabyrinth der Luisenburg ist einer der geotouristisch bekanntesten Punkte im Geopark Bayern-Böhmen mit jährlich mehr als 100.000 Besuchern. Bekanntheit hat es unter anderem durch die Beschreibung durch Goethe erfahren, der es 1785 und 1820 besuchte. Entgegen der landläufigen Meinung der damaligen Zeit, dass das Laby-

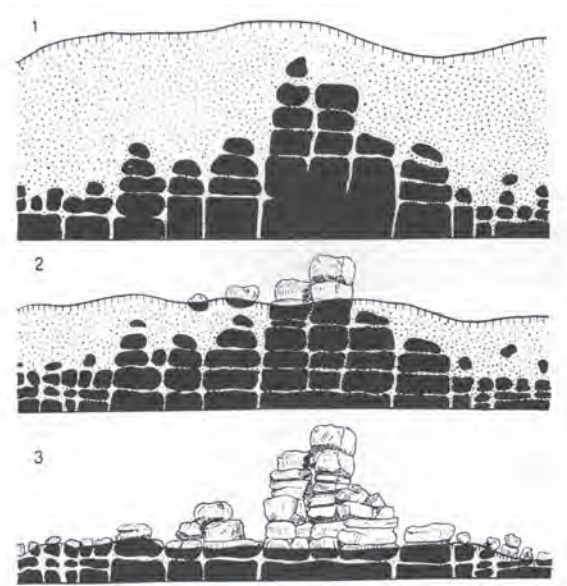


Abb. 32. Entstehung einer Felsburg (schematisch, aus WILHELMY 1981).

rinth durch verheerende Sturzfluten und Erdbeben entstanden sei, deutete er seine Entstehung als Folge von Verwitterungsprozessen. Seine diesbezüglichen Zeichnungen werden bis in die jüngste Zeit reproduziert (u. a. WILHELMY 1981).

Ursprünglich wurde das Felsenlabyrinth als „Luxburg“ bezeichnet. Seine Erschließung in Form eines „Bürgerlichen Landschaftsparkes“ im Sinne eines Englischen Gartens durch Wunsiedler Bürger begann 1790. Hierzu wurden künstlich Durchlässe geschaffen. Der Ausbau erfolgte im Zeichen der Aufklärung. So sollte jeder Besucher unabhängig seines Standes die gleiche Mühe haben, das Labyrinth zu durchstreifen. Zur Finanzierung des Vorhabens konnten sich Sponsoren durch Inschriften in die Felsen verewigen.

Eine zweite Ausbauphase erfuhr das Labyrinth 1805 anlässlich des Besuches des Preußischen Königs Friedrich Wilhelm II. und seiner Frau Luise im benachbarten Bad Alexandersbad (die Markgrafschaft Bayreuth ging 1791 an Preußen). Königin Luise zu Ehren wurde die Luxburg in Luisenburg umbenannt. Die dritte Ausbauphase begann 1811 und erschloss vor allem den oberen Teil des Labyrinths. In der Wegeführung und Benennung einzelner Felsformationen spiegeln sich wirtschaftliche und politischen Verhältnisse der



Abb. 33. Die Drei Brüder im Felsenlabyrinth der Luisenburg.

damaligen Zeit wider. So gründete der Industrielle Florentin Theodor Schmidt 1810 eine Zuckerfabrik in Wunsiedel. Die von Napoleon 1806 in Berlin verfügte Wirtschaftsblockade über die britischen Inseln („Kontinentalsperre“) betraf auch die Lieferung von Zucker aus Übersee, der vor allem über die Insel Helgoland geschmuggelt wurde. In einem Ensemble an Felsen mit den Namen „Zuckerhut“, „Napoleonshut“ und „Helgoland“ wird auf dieses Ereignis angespielt, wobei mit dem in der Form an den „Zweispitz“ Napoleons erinnernden Felsen mit dem doppelten Sinn des Wortes „Hut“ angespielt wird: vor Napoleon auf der Hut sein.

Seit 1820 gehört die Luisenburg zu den touristischen Attraktionen des Fichtelgebirges. Seine anfänglich geförderte Bedeutung als „Bürgerlicher Landschaftsgarten“ ging dabei in den Folgejahren verloren und das Labyrinth vor allem als grandioses Naturschauspiel gesehen. Anlässlich der 200. Wiederkehr des Besuches von Königin Luise im Jahr 2005 wurde die Luisenburg neu erschlossen und der ursprüngliche Aspekt des Bürgerlichen Landschaftsgartens durch die Stadt Wunsiedel wieder in den Vordergrund gestellt. Die erd-

geschichtlich-geomorphologischen Hintergründe des Labyrinthes werden in den letzten Jahren insbesondere durch Führungen von Geoparkrangern durch das Labyrinth dargestellt.

Einen Teil des Felsenlabyrinths nutzt die Naturbühne (2010: 150.000 Besucher). Sie geht in den Anfängen bis in das 17. Jahrhundert zurück. Die heutigen Luisenburg-Festspiele blicken auf eine 120-jährige Tradition zurück.

Geowissenschaftlicher Hintergrund

Das Blockmeer des Labyrinths liegt auf den nordöstlichen Hängen des Kösseine-Granitmassivs (939 m). Dieses bildet einen eigenen Granitstock mit einer Zonierung mit dem G2K-Granit im Kern und dem G3K-Granit in seiner Randzone. Das Labyrinth baut sich vorwiegend aus den Graniten G3K auf, im oberen Teil befindet sich der Übergang zu den G2K-Graniten.

Der G3K-Granit ist ein mittel- bis grobkörniger, häufig blaugrau gefärbter Biotitgranit. Er unterscheidet sich vom G3-Granit durch den relativ hohen Biotitanteil, das Auftreten verschieden großer

Aggregate von Alkalifeldspäten und bis zu mehrere Meter große Fremdgesteinseinschlüsse (häufig Schiefer mit deutlicher Paralleltextur, die Restite aus der Quellregion des Granits darstellen können, Hornfelse, Granite, Granat-Cordierit-Gneise). Der G2K-/G3K-Granit gehört zu den jüngsten Intrusionen (vgl. Abb.).

Das Kösseine-Massiv gehört zu den morphologisch auffälligsten Formen des Fichtelgebirges. Die markante Bergform überragt mit ihrem charakteristischen Doppelgipfel eine Schieferhülle aus Phylliten, in denen nahezu rundum flache Reliefformen (Altflächen) entwickelt sind. Der Über-

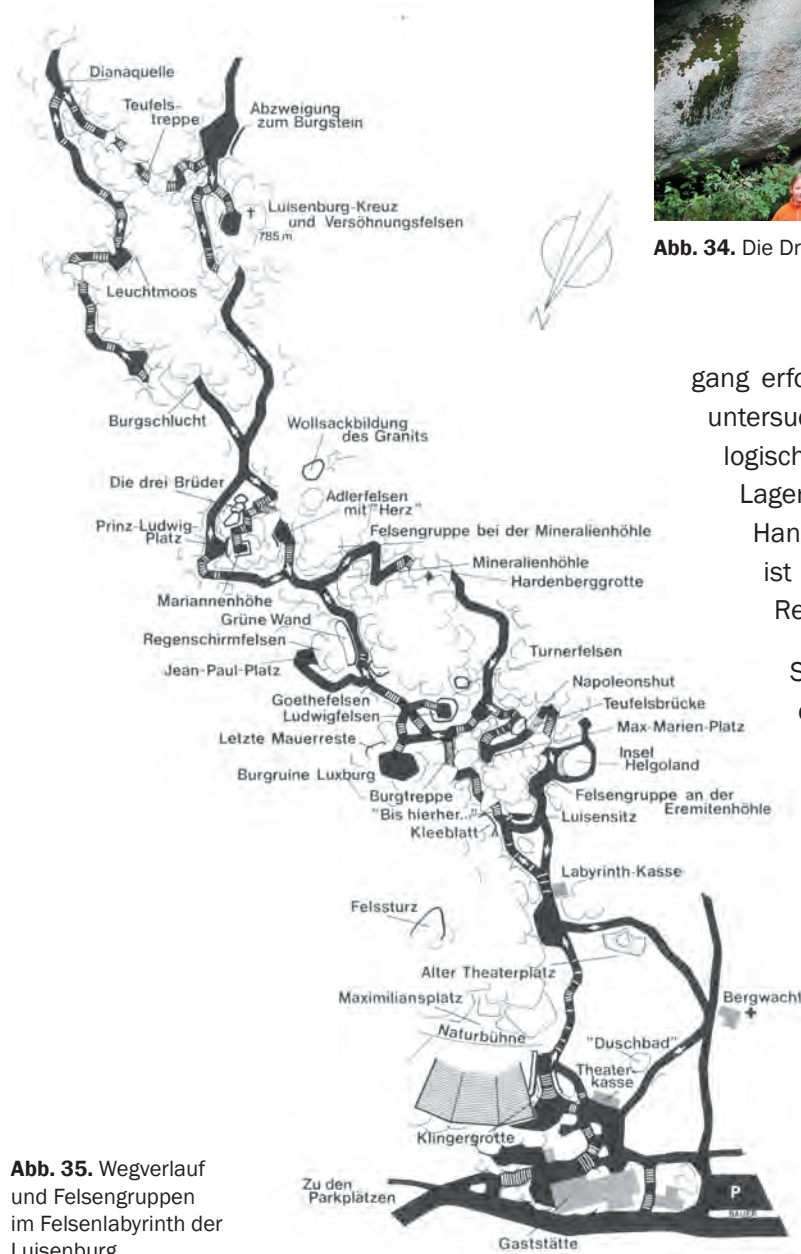


Abb. 35. Wegverlauf und Felsengruppen im Felsenlabyrinth der Luisenburg.



Abb. 34. Die Drei Brüder im Felsenlabyrinth der Luisenburg.

gang erfolgt in Form von Pedimenten. Kluftuntersuchungen zeigen ein mit der morphologischen Form umlaufendes Streichen der Lagerklüfte mit Versteilung der Klüfte im Hangbereich (Granitdom). Die Kösseine ist damit ein lithologisch kontrolliertes Reliefelement.

Sowohl in den Gipfelregionen wie in den Hängen der Kösseine sind 10 – 20 m hohe Felsburgen verbreitet (Burgstein, Haberstein, usw.). An ihrer NE-Flanke tritt, begrenzt durch eine NE-SW-Klüftung, der G3K-Granit großflächig zutage. Der größte Teil des Granitlabyrinths besteht aus authochthonen Granitblöcken, die vielfach durch gravitativen Kollaps in steiler Hangposition (entlang der Klüfte) disloziert sind (bis heute anhaltender Prozesse). Die ursprüngliche Formung der Felsburgen erfolgte subkutan in einer mächtigen Sa-

proolithdecke, von der in geschützter Position Reste erhalten sind (Grus-Saprolithe). Abspülung der Saprolithe in Kombination mit gravitativen Hangprozessen haben teilweise tonnenschwere Granitblöcke hangabwärts bewegt.

Halt 3

Schirnding, Tongrube Firma Hart Keramik (Waldsassen), unmittelbar am deutsch-tschechischen Grenzübergang

Lage: TK/GK 25 Bl. 5939/5940 Waldsassen/Hatzenreuth RW: 45 19 606, HW: 55 50 120

Thematik: Präsedimentärer Saprolith, tertiäre Sedimente

Das Tertiär von Schirnding gehört einerseits zu den westlichsten Ausläufern tertiärer Sedimente des Egerer Beckens (vergleichbares Vorkommen in unmittelbarer Nähe auf tschechischem Gebiet: aufgelassene Grube Pomezna, SCHREINER 1999). Andererseits bildet es das östlichste Vorkommen oligo-/miozäner Sedimente in der Senkenzone zwischen Neusorg – Walderhof im Westen und der bayerisch-tschechischen Grenze im Osten. Das Tertiär von Schirnding wurde unter limnisch-fluviatilen Bedingungen abgelagert (vgl. DILL 1998). Beschreibungen über die faziel-

len und strukturellen Verhältnisse der Tongrube Schirnding liegen bislang nur von BRAND (1954) unter lagerstättenkundlicher Sicht und von DILL (1998) vor.

Die Grube Schirnding diente in mehreren Phasen dem Abbau der Braunkohle (als Zeche Cornelia I und II, 1873; als Zeche Hindenburg 1919-24 und 1927-42, zum Teil im Tiefbau, CHINTA 1983; unter dem Namen „Schirnding“ 1945-49 und 1951-77, mit intensivem Tiefbau, 7 Schächte, 2 Stollen).

Das in der Tongrube rund 15 m aufgeschlossene Tertiärprofil wird von DILL (1998) in ein liegendes polyzyklisch aufgebautes „Braunkohlen-Tertiär“ und ein auflagerndes „Hangend-Tertiär“ unterteilt. Das Liegende („Braunkohlen-Tertiär“) besteht aus hellen, glimmerreichen Quarzsanden, in die unregelmäßig Tonlagen und im Top das Kohlenflöz mit 2 – 7 m Mächtigkeit eingeschaltet sind (BRAND 1954, CHINTA 1983). Das lignitische Kohleflöz wird durch lateral nicht durchhaltende sandige oder tonige Zwischenlagen gegliedert. Schrägschichtungsmerkmale weisen auf den fluviatilen Charakter des Sedimentes hin. Fehlende Wurzelhorizonte dokumentieren den allochthonen Charakter des organischen Materials. In das Hangende („Hangend-Tertiär“) folgt zunächst ein geringmächtiger toniger Sand, der nach oben in einen massigen grauen Ton (5 – 8 m) übergeht.

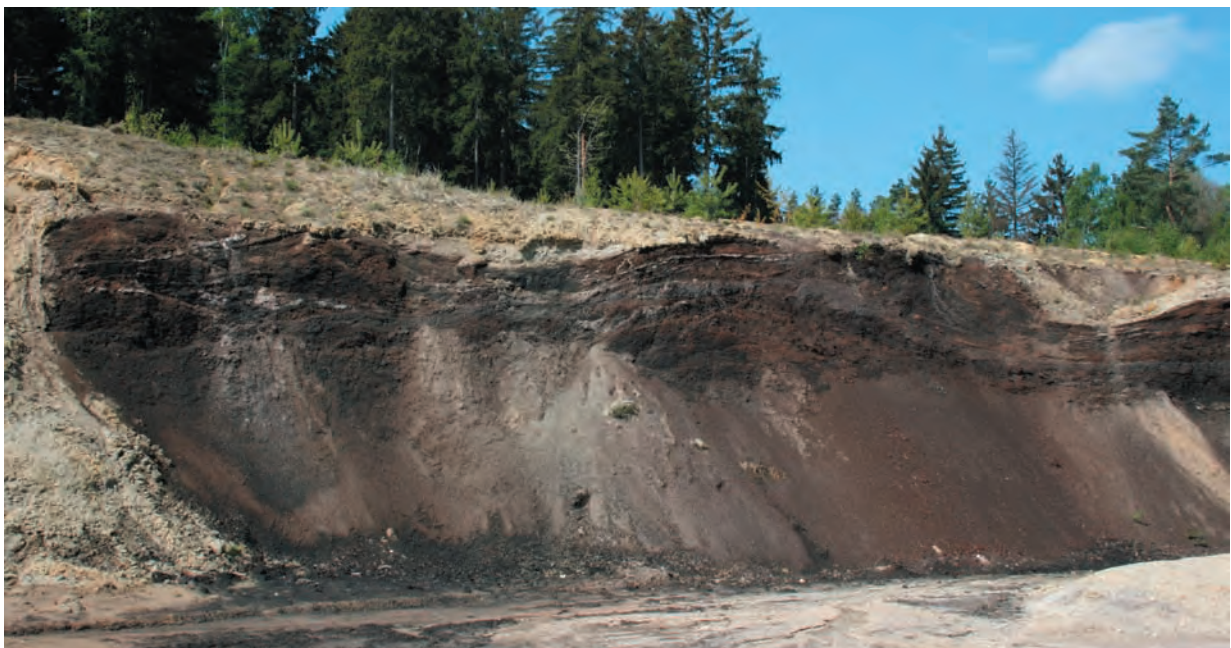


Abb. 36. Braunkohlenflöz in der Grube Schirnding.

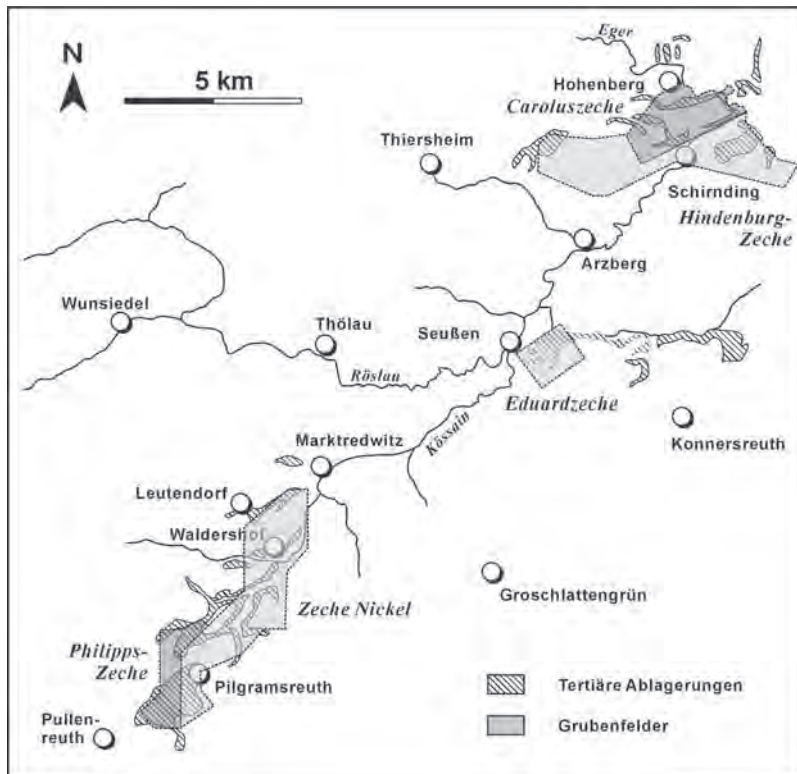


Abb. 37. Verbreitung tertiärer Sedimente im Bereich der Waldershof-Neusorger Senke (SW-Teil) und im Übergang zum Egerer Becken (NE-Teil) mit Lage der Braunkohlenreviere (modifiziert nach BRAND 1954).

dem darin enthaltenen Pollenspektrum etwas jünger sein und in das untere – mittlere Miozän gehören (MEYER in DILL 1998).

Die tertiären Sedimente von Schirnding sind Reste ursprünglich weiter verbreiteter und mächtigerer Vorkommen. Inwieweit die heutige Verbreitung der Sedimente ihrer Ablagerung in > 50 m eingetieften und heute wieder ausgeräumten „Urtälern“ (Prototälern) im

Sinne von WURM (1961) entspricht, ist bislang nicht eindeutig geklärt, doch wahrscheinlich. Das dem Vorkommen von Schirnding nach Aufbau und Position entsprechende Tertiär von Pomezna ist vom angrenzenden Grundgebirge durch eine post-sedimentär aktive Störung abgetrennt (SCHREINER 1999, PETEREK et al. 2010). Auch das Tertiär von Schirnding wird durch Störungen um bis zu 25 m zergliedert (v. GAERTNER 1950, BRAND 1954).

Das Vorkommen Schirnding gehört der Senkenzone zwischen Neusorg im Westen und der bayrisch-böhmischen Grenze an (vgl. Abb. 18 und 37). Es weist einerseits Charakteristika der Verfüllung präexistenter Talzüge auf, andererseits liegt es - vor allem in seinem westlichen Teil - in einer Egergraben-parallelen Senkungszone (Neusorg-Waldershof-Senke; Abb. 18, 26). Die von Westen nach Osten abnehmenden Gehalte des Schwerminerals Topas mit Liefergebiet im Hohen Fichtelgebirge (Zinngranit) weist auf den Transport der Sedimente aus dem Fichtelgebirge über die Waldershof-Senke ins Egerer Becken (Schröder & PETEREK 2001, PETEREK 2001, 2007).

Den Abschluss bilden Sande und Quarzsotter, die bereits als pliozäne bis quartäre Überdeckung zu interpretieren sind.

Im westlichen Teil der Grube kommt der präsedimentäre Zersatz zum Vorschein (saprolithisch zersetzte Glimmerschiefer/Phyllite; überwiegend „Weißverwitterung“). Diesem lagern Quarzgeröllreiche, eisenschüssige Sande auf. Die Verbandsverhältnisse zu den lateral anschließenden kohleführenden Sedimenten sind bislang nicht näher untersucht (Störung? Relief?).

Bohrungen im Bereich der Grube zeigen an der Basis des Tertiärs stets einen kaolinitischen Zersatz der Glimmerschiefer/Phyllite bis in 80 m Tiefe (DILL 1988, vgl. RAUM 1998 für das Mitterteicher Becken). Ins Hangende geht diese in-situ-Verwitterungszone häufig in einen schlammflutartig verspülten allochthonen Grundgebirgszersatz über (DILL 1998). Diesem lagert das sedimentäre Tertiär auf. Das nur wenige km südwestlich gelegene Vorkommen von Blattfloren-führendem Tertiär bei Klausen/Seußen wurde von KNOBLOCH (1971) in das späte Oligozän/frühe Miozän gestellt. Das kohleführende Tertiär von Schirnding könnte nach



Abb. 38. Die Tongrube Seedorf.

Halt 4

Seedorf, Tongrube Firma Hart Keramik (Waldsassen)

Lage: TK/GK 25 Bl. 5939/5940 Waldsassen/Hatzenreuth RW: 45 17 566, HW: 55 45 824

Thematik: Tertiäre Sedimente und Saprolithverwitterung

Die Grube Seedorf liegt in einem Altflächenrest in rund 550 m Höhe. Die westlich angrenzenden Basaltdecken des östlichen Reichsforstes überlagern diese Altfläche, die in ihrer Anlage damit prävolkanisch sein dürfte. Die in der Grube großflächig zutage tretenden Saprolithe auf ordovizischen Phylloschichten (Phyllite, Glimmerschiefer) und auflagernde Einheiten wurden zuletzt durch DREXLER (1986) bearbeitet.

Dieser beschreibt im Hangenden bis zu 12 m mächtige tonig-siltige Sedimente von heller/wei-

ßer Farbe. Sedimentäre Gefüge sind dabei wenig ausgeprägt. Eingelagert sind inkohlte Holzstücke und schlecht gerundete Quarze. Tonmineralogisch sind Illit/Glimmer sowie bis zu einem Drittel Kaolinit vertreten.

Ins Liegende folgen bis zu 5 m mächtige rote tonige Sedimente mit einem Tongehalt von über 75 % (13 % Silt). Makroskopisch ist ein Schichtgefüge wenig ausgeprägt, tonmineralogisch dominiert Kaolinit. Beide sedimentäre Einheiten überlagern Drexler zufolge in einer Erosionsrinne intensiv chemisch verwitterte Phyllite bzw. Saprolithe mit hohem Kaolinitanteil. Das Liegende sollen dabei intensiv rot gefärbte Saprolithe bilden.

Die nach 1986 in größerem Umfang erweiterte Grube erschließt die geologisch-pedologischen Verhältnisse heute besser. Sie wurde für die Tagung durch ZECH neu aufgenommen (Daten im Teil D dieses Heftes). Von unten nach oben ergibt sich der folgende Profilaufbau:

- **Saprolithe** aus Phylliten mit erhaltener Gesteinsstruktur (überwiegend weiß)
- intensive **Bleichungszone** mit aufgelöster Gesteinsstruktur
- Kräftig rot gefärbte Tone mit Eisenkrustenanreicherungen (**Plinthit**)
- bis 5 m mächtiger tonig dominierter Horizont

ohne sedimentäre Gefüge (**fossiler rB-Horizont, Solum**)

- Letzterer ist ins Hangende durch eine fossile intensive Pseudovergleyung geprägt.

Detaillierte Profilaufnahme, tonmineralogische und chemische Analysen finden sich in Teil D dieses Heftes.

Im mittleren Teil treten die roten Tone stark zurück. Die Ursache liegt an einer kuppenartigen Hochlage der Weißverwitterungs- und Saprolithzone. Durch den vollständigen Abbau der roten Tone in diesem Bereich sind die Bleichzone und Saprolithe hier flächig freigelegt.

Das in der Grube Seedorf aufgeschlossene (lateritische) Verwitterungsprofil ist das bisher einzige vollständig erhaltene dieser Art im Fichtelgebirge

Halt 5

Klosterstadt Waldsassen

Mittagessen

Halt 6

Kaolingrube Rappauf, Tirschenreuth

Lage: TK 25 Bl. 6140/5940 Tirschenreuth RW: 45 23 731, HW: 55 24 424

Thematik: Tertiäre Verwitterung, Grus-Saprolith

Tonmineralogische Aufnahmen in der Kaolingrube Rappauf liegen unter anderem von KÖSTER (1974, 1978), KROMER (1978), KÖRBER & ZECH (1984) und Sobanski (1988) vor. Aufgeschlossen ist ein weißer, sandiger in situ-Granitzersatz mit rund 20-30

m Mächtigkeit. Auffällig ist der meist verhältnismäßig geringe Tonanteil (< 10 - 20 %), der lokal von einem hohen Gehalt an Kaolinit bestimmt werden kann (> 90 %; KÖRBER & ZECH 1984). Zersetzt ist ein grobkörniger, schwach- bis mittelporphyrischer Granit (Falkenberger Granit in der Varietät des Tirschenreuther Zweiglimmergranits, Liebensteiner Fazies). Seine ursprüngliche Zusammensetzung ist 37 % Quarz, 28 % Kalifeldspat (Mikroklin), 24 % Plagioklas (Albit-Oligioklas), 6 % Biotit und 4 % Muskovit (KÖSTER 1974). Der Zersatz besteht aus 20 - 35 % Kaolinit, 28-44 % Feldspat, 28-45 % Quarz, 2 - 10 % Muskovit (STROBEL 1969, SOBANSKI 1988). Nach den Daten von KÖSTER (1974, 1978) ist Plagioklas restlos, Biotit nahezu vollständig zersetzt, während Quarz, Kalifeldspat und Muskovit erhalten sind. Eine vertikale Zonierung des Verwitterungsprofils ist in der Regel nicht erkennbar. In Taschen können von der Oberfläche Verlagerungen von Elementen (v. a. Sesquioxide) beobachtet werden (ZECH, pers. Mit.).

Der geringe Anteil an der Fraktion Ton + Schluff < 25 % und Ton < 10 % am Granit-Zersatz zeigt einen überwiegend grusigen Zerfall des Ausgangsgesteins. Dieser wird insbesondere durch den mechanischen Dekomposition des mittel- bis grobkörnigen Gesteinsgefüges gefördert. Entsprechend der Korngrößenzusammensetzung lässt sich der Zersatz im Sinne von MIGON & THOMAS (2002) als Grus-Saprolith ansprechen. Gegenüber den von diesen Autoren beschriebenen Grus-Saprolithen ist die nahezu vollständige chemische Umsetzung von Plagioklas zu Kaolinit im gesamten Profil untypisch. Bohrungen zeigen einen bis 50 m mächtigen Zersatz im Umfeld der Grube (vgl. auch OTT 1998 für die Zersatzzonen im benachbarten Mitterteicher Becken).



Abb. 39. Die Kaolingrube Rappauf bei Tirschenreuth (am Tierheim)

Halt 7

Kontinentale Tiefbohrung KTB, Windischeschenbach

Lage: TK 25 Bl. 6138 Erbdorf RW: 45 08 666,
HW: 55 19 939

Thematik: Kontinentale Tiefbohrung

Die Kontinentale Tiefbohrung KTB diente in den Jahren 1986 (Beginn der Vorbohrung; KTB-VB 1986-1989; Endteufe 4.000 m) bis 1994 (Ende der Hauptbohrung; KTB-HB; 1990-1994; Endteufe 9.101 m) der Erforschung der geophysikalischen Eigenschaften der oberen Erdkruste und der Klärung regional-geologischer Fragen. Gegenüber anderen möglichen Bohrlokalationen setzte sich Windischeschenbach aufgrund eines günstig prognostizierten geothermischen Tiefenprofils sowie einer klaren geologischen Fragestellung



Abb. 40. Bohrturm der Kontinentalen Tiefbohrung KTB bei Windischeschenbach.

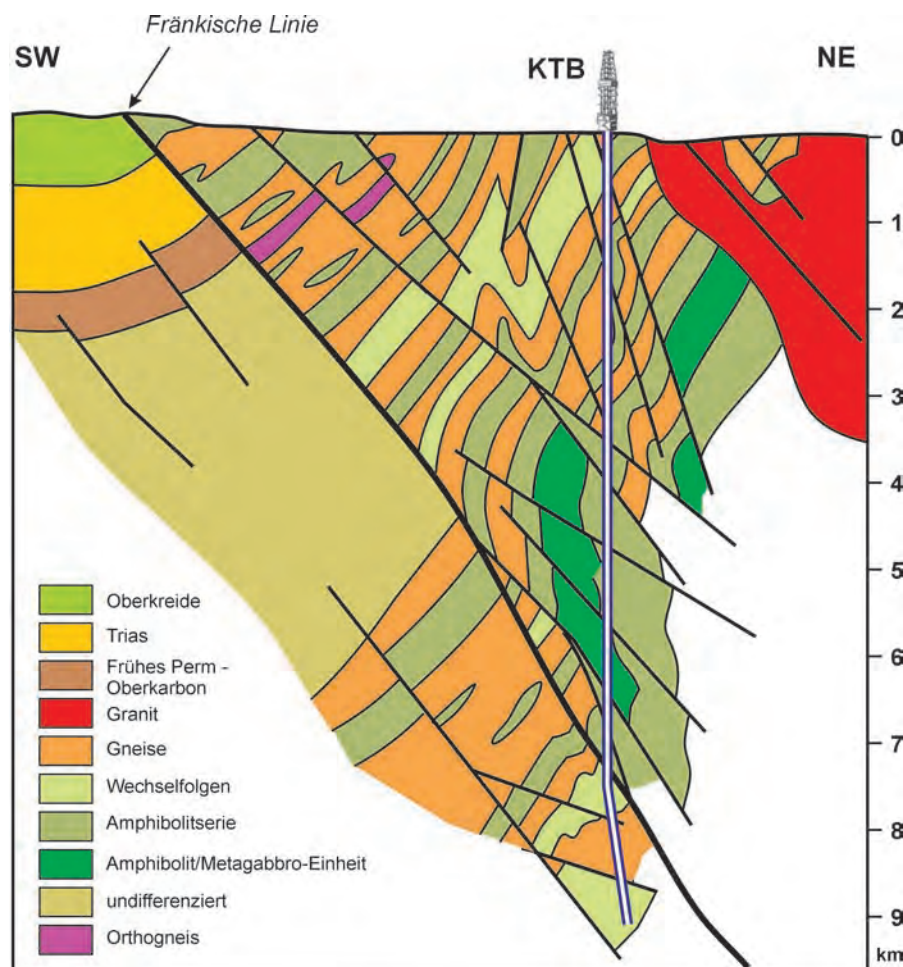


Abb. 41. Die geologische Situation im Bereich der KTB und des Bohrprofils in einem NE-SW Schnitt (aus HARMS et al. 1997). In ca. 7.100 m wird das Störungssystem der Fränkischen Linie durch die Bohrung gequert. Diese Kataklasezone lässt sich mit dem seismischen Reflektor SE1 und Oberflächenaufschlüssen korrelieren (dazu u. a. Schröder et al. WAGNER et al. 1997).

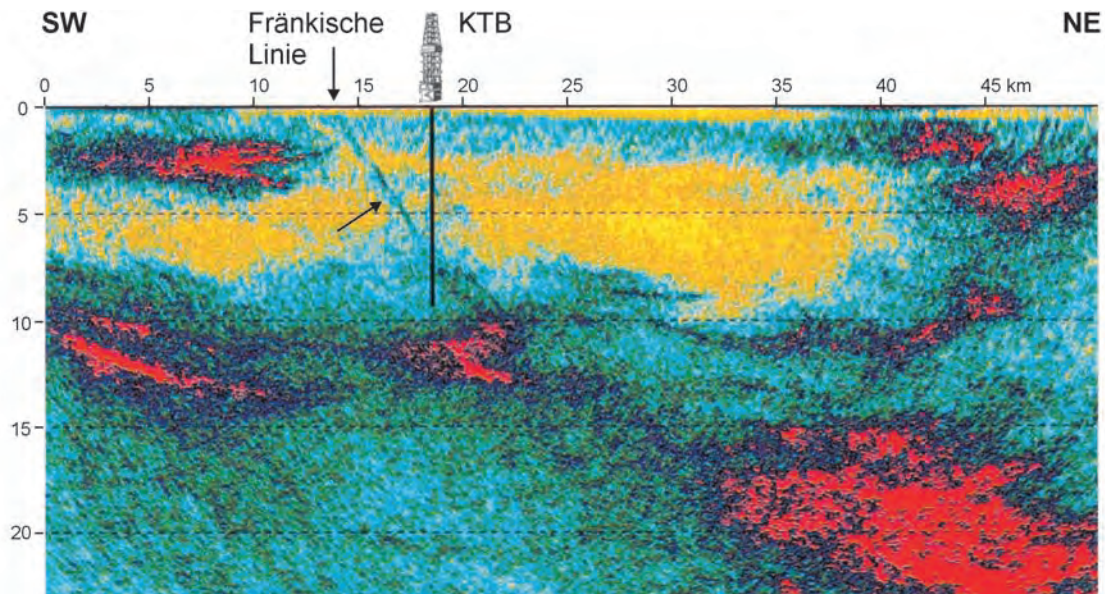


Abb. 42. Farbcodierte Seismographie des Untergrundes der Kontinentalen Tiefbohrung mit dem sich deutlich abzeichnenden SE1-Reflektor, der sich bis in die tiefere Kruste verfolgen lässt (TILLMANN et al. 1996).

durch. Das im Vorfeld ermittelte Krustenprofil basierte auf langjährigen petrologischen, strukturgeologischen, geophysikalischen Voruntersuchungen und Probebohrungen im Umfeld der späteren Bohrlokation. Basierend auf diesen Ergebnissen war das Modell eines verhältnismäßig klar strukturierten Deckenbaus abgeleitet worden. Insbesondere die seismischen Daten des DEKORP-4 Programmes hatten subhorizontale Reflektoren gezeigt, die in die Deckenbau-Interpretationen mit einfließen. Die Krustenstapelung erfolgte während der variszischen Gebirgsbildung durch die Kollision der saxothurinischen und moldanubischen Lithosphären. Für die wissenschaftliche Zielsetzung wurden fünf Hauptforschungsthemen definiert (ROHRMÜLLER 1998):

- (1) Klärung der Natur geophysikalischer Strukturen und Phänomene,
- (2) Untersuchung des Spannungsfeldes der Erdkruste
- (3) Untersuchung der thermischen Struktur der Erdkruste
- (4) Untersuchung von Gesteinsfluiden und von Stofftransportprozessen
- (5) Klärung der Struktur und der Evolution der Internzone der variszischen Kruste Mitteleuropas.

Die Ende 1994 beendeten Bohrungen erbrachten eine Reihe nicht erwarteter Ergebnisse. Diese sind in mehreren Sammelheften in verschiedenen geowissenschaftlichen Journalen zusammenfassend dargestellt (u. a. J. Geophys. Research 102, 1997; Geol. Rundschau 86, 1997; Geologica Bavarica 101, 1996).

Zu den unerwarteten Ergebnissen gehörte die Durchteufung von zahlreichen kataklastischen Störungszonen, u. a. im Bereich von ca. 7.000 m des so genannten SE 1-Reflektors, der der seismischen Struktur der Fränkischen Linie entspricht. Entlang der Störungszonen ist das Krustenprofil infolge bruchtektonischer Vorgänge im Zusammenhang mit der Aktivität entlang der Fränkischen Linie und begleitender Störungen mehrfach gestapelt worden.

Für das erbohrte Profil ist durchgängig eine verhältnismäßig steil einfallende Foliation charakteristisch. Vom Bohransatz bis zur Endteufe wurden ausschließlich Einheiten der ZEV (Zone von Erben-dorf-Vohenstrauß) erbohrt, die sich in drei lithologisch und strukturell differenzierbare Abschnitte gliedern lassen (HIRSCHMANN 1996). Die lithologische Übereinstimmung des oberen mit dem unteren Abschnitt der Hauptbohrung lässt sich durch die tektonische Krustenstapelung im Zuge der postvariszischen Bruchtektonik erklären. Die-

se gehört im Wesentlichen zwei Hauptaktivitäten der Fränkischen Linie an und wurde jeweils durch eine NE-SW gerichtete Kompressionstektonik verursacht (frühe Trias, Buntsandstein, und späte Oberkreide). Die über die Verteilung von Apatit- und Titanit-Spaltspurdaten im Bohrprofil abgeleiteten Strukturen und deren zeitliche Entwicklung lassen sich mit den Befunden der geologischen Umfelduntersuchungen korrelieren (Wagner et al. 1997; Lit. u. a. in PETEREK 2001, 2007). Die Spaltspurdaten geben zudem wichtige Hinweise für die Hebungs-, Abtragungs- und Landschaftsgeschichte am Westrand der Böhmisches Masse (PETEREK 2001, 2007).

Seit dem Ende der Bohrtätigkeit dient das Bohrloch als „Tiefenobservatorium“ bzw. der Durchführung verschiedener geophysikalischer Experimente (u. a. in KÄMPF et al. 2005). Diese werden durch das Deutsche GeoForschungsZentrum Potsdam koordiniert. Das ehemalige Informationszentrum beherbergt seit mehreren Jahren das GEO-Zentrum an der KTB, das seit anfang 2011 eine staatlich anerkannte Umweltstation mit Schwerpunkt Geowissenschaften ist. Die Umweltstation wird durch einen gemeinnützigen Verein und eine Stiftung getragen.

Weitere Informationen zum Geo-Zentrum an der KTB unter www.geozentrum-ktb.de.

Halt 8

Sandgrube Treinsreuth, 2 km SE Kirchenthumbach

Lage: TK/GK 25 Bl. 6136 Kirchenthumbach, RW: 44 81 536, HW: 55 10 994

Thematik: *Sedimente der Oberkreide (Michelfelder Schichten), intra-oberkreidezeitliche Bodenbildung*

Die Sandgrube erschließt eine rund 10 m mächtige sedimentäre Abfolge überwiegend aus Sanden mit zwischengeschalteten bunten Tönen (häufig rot-violett). Sie gehören stratigraphisch zu den limnisch-fluviatilen Michelfelder Schichten (mittleres Cenoman bis Ende Turon); die Position innerhalb dieser Abfolge ist nicht geklärt. Die fein- bis

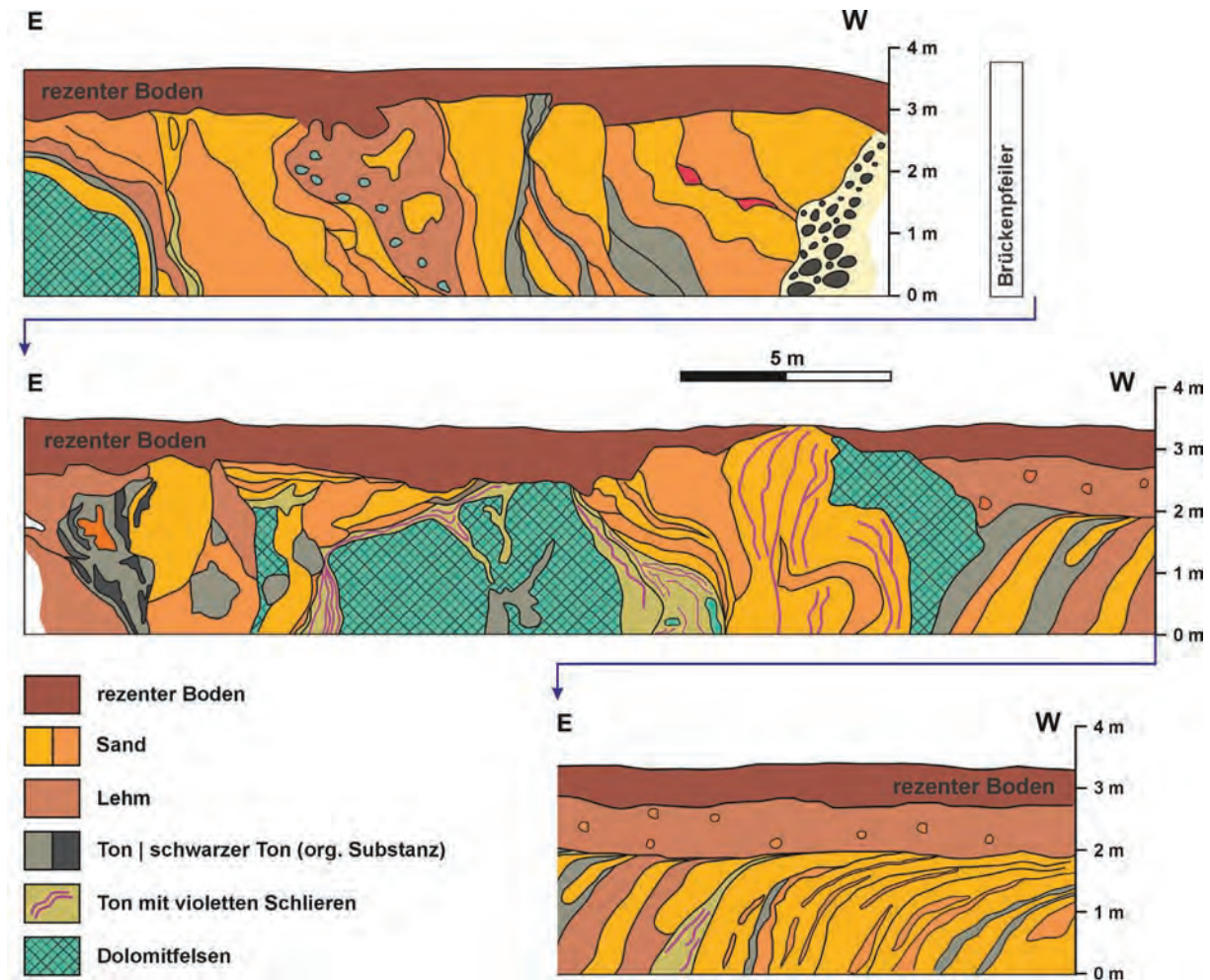


Abb. 43. Aufschluss in der Sandgrube Treinsreuth bei Kirchenthumbach mit eingeschaltetem Paläoboden.

mittelkörnigen Sande setzen sich zusammen aus Quarzen (häufig Milchquarze) und einem variablen Gehalt an häufig kaolinisierten Feldspäten.

Im vorderen Teil der Grube ist in einer rund 7 m hohen Abbauwand ein konkordant im Schichtverband liegendes Bodenprofil erschlossen. Im Liegenden einer Sandfolge mit schwach ausgeprägten Schrägschichtungs-Merkmalen (> 2 m) folgt eine etwa 40 cm mächtige beige-gelbbraun gefärbte, schluffige Feinsandlage. Ins Liegende folgt mit scharfer Diskordanz zunächst ein rot-violetter, stark toniger Horizont (ca. 80 cm), der nach unten diffus in einen gebleichten Profilabschnitt übergeht. Das Gefüge der Tone ist polyedrisch. Aus dem Hangenden greifen rot-violette Schlieren in die Bleichzone ein, die > 2 m mächtig ist. Eine pedologische Untersuchung des Bodenprofils ist noch nicht abgeschlossen.

Die im Hangenden des Profils auflagernden feldspatreichen fluviatilen Sande weisen selbst Merkmale einer Bodenentwicklung auf (Verbraunung,



die ins Hangende des Profils ausgeprägter wird; fossile Parabraunerde?). In einem Teil des Aufschlusses ist das sedimentäre Gefüge der Hangendschicht entlang von Scherbahnen stark gestört. Es ist nicht geklärt, ob es sich dabei um Störungen, Sackungsstrukturen oder kryoturbate Verformungen handelt.

Die von den hangenden Sanden (stratigraphisch nicht näher einzustufen; sicher jedoch Oberkreide) überdeckte Bodenbildung gehört zeitlich in die Oberkreide. Die Sedimentationsunterbrechung und Pedogenese zeigen eine intra-oberkreidezeitliche Landschaftsentstehung an. Bisherige Bearbeiter ordnen Bodenbildungen im Bereich der Frankenalb entweder der unterkreidezeitlichen Reliefgenese (EBERLE et al. 2006, PETEREK & SCHRÖDER 2010) oder einer polyphasen tertiären Abtragung zu (PFEFFER div. Arb., zuletzt auch MENCKHOFF & TIETZ 2006). Letzterer widersprechen insbesondere SCHRÖDER (1968), PETEREK (2008) und PETEREK

Abb. 44. Detailprofil eines Aufschlusses während des Ausbaus der Bundesautobahn A9 zwischen Hormersdorf und Plech (kurz vor Strüthhof, westliche Autobahnseite, Brücke). Die komplexen Strukturen sind durch Sackungen bedingt, die synchron und nach der Ablagerung der Sedimente erfolgt ist. Die detaillierte Untersuchung der Sedimentabfolge zeigt eine Entwicklung von terrestrisch fluviatil, über küstennahe und marine Sande und zeigt damit einen Meeresvorstoß in der Oberkreide an (modifiziert nach HOPPERDIETZEL 1999, aus PETEREK 2008).

& SCHRÖDER (2010) mit Bezug auf fehlende tertiärzeitliche fossilführende Spaltenfüllungen (vgl. dagegen verbreitete Fossilfunde in der südlichen Frankenalb; Lit. in PETEREK & SCHRÖDER 2010). Flächen- und Bodenbildungen werden von diesen Autoren teilweise intra-oberkreidezeitlich gesehen (vgl. Abb. 45).

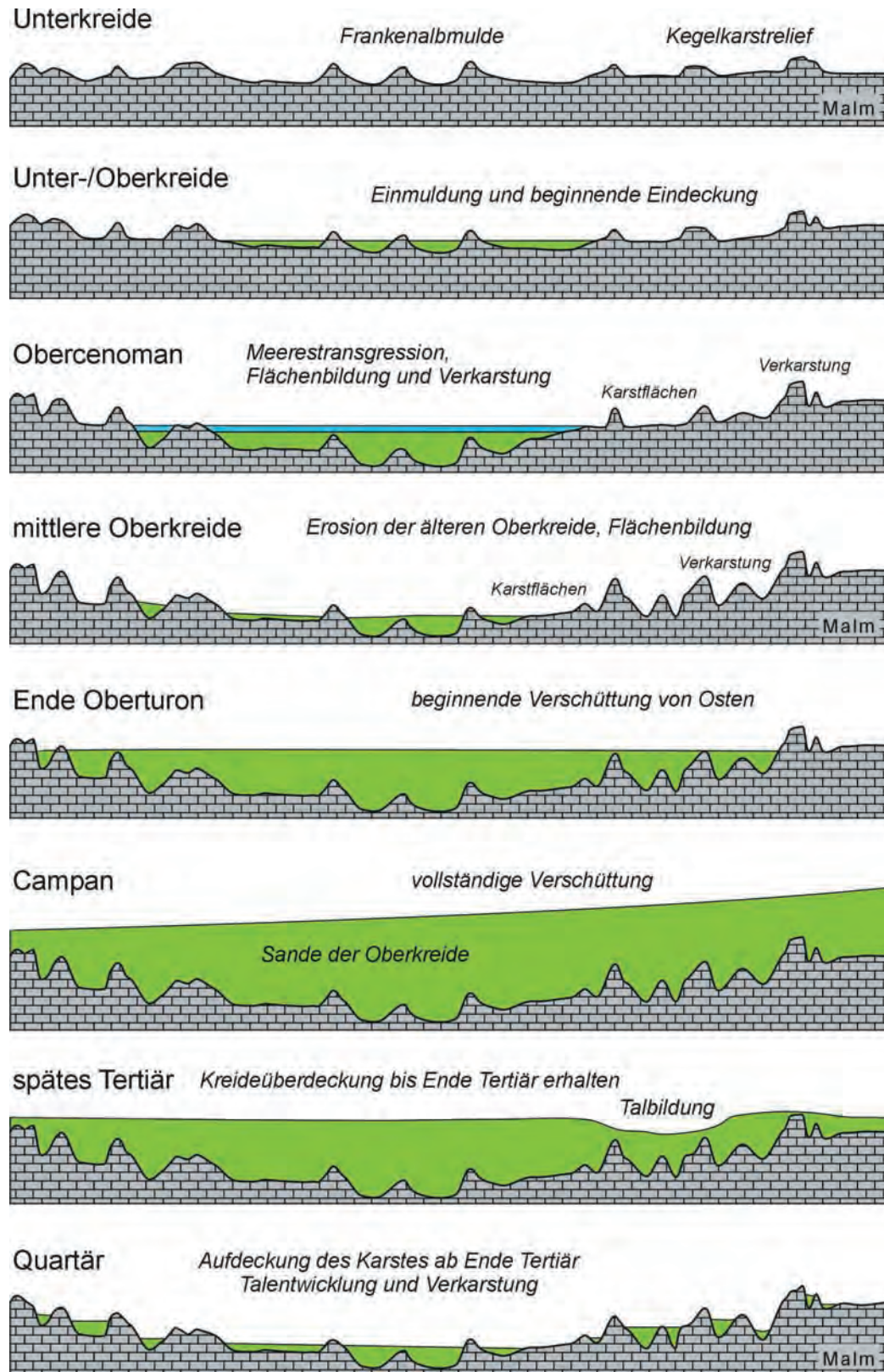


Abb. 46. Modell der Entwicklung des Reliefs der Frankenalb nach PETEREK (2008). Im Gegensatz zu dem Modell von PFEFFER (div. Arb.) mit Verschüttung der Frankenalb in der Oberkreide und polyphaser Aufdeckung mit Entwicklung von Flächenstockwerken und korrelierten tropischen Böden im Tertiär, geht dieses Modell von einer Flächenentwicklung in der Oberkreide und Verschüttung dieser in der späten Oberkreide aus.

Literatur (auszugsweise; darin weitere Literatur)

AGEL, A., SCHERER, T. & HAFNER, S. S. (1993): Bestimmung von Hebungsdaten mit Hilfe von EPR-Untersuchungen an Quarz.- Abstracts 6. KTB-Koll. Gießen 1.4. – 2.4.1993: 116-119, Gießen.

BEUG, H.-J. (1957): Untersuchungen zur spätglazialen und frühpostglazialen Floren- und Vegetationsgeschichte einiger Mittelgebirge (Fichtelgebirge, Harz und Rhön). - Flora, 145: 167-211.

BISCHOFF, R. (1993): Jüngere Tektonik und Reliefentwicklung im Umfeld der KTB - Geomorphologie und Spaltspur-analyse. 237 S., Diss. Univ. Heidelberg, Heidelberg.

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, Stuttgart.

BORGER, H. (2000): Mikromorphologie und Paläoenvironment. Die Mineralverwitterung als Zeugnis der cretazisch-tertiären Umwelt in Süddeutschland.- Relief Boden Paläoklima 15: 1-243, Berlin.

BLANCK, E. (1948): Handbuch der Bodenlehre. - 403 S., Berlin (Springer).

BRAND, H. (1954): Lagerstättenkunde einiger Braunkohlenbecken des Fichtelgebirges.-Erlanger geol. Abh., 9: 1-44, Erlangen.

BREUER, B. (1996): Untersuchung der hydrologischen Verhältnisse der Verwitterungszone im Umfeld der Kontinentalen Tiefbohrung (KTB), Oberpfalz. - 191 S., Diss. Univ. Erlangen-Nürnberg.

BÜDEL, J. (1977): Klima-Geomorphologie. - Berlin (Springer).

COYLE, D.A., WAGNER, G.A., HEJL, E., BROWN, R. & VAN DEN HAUTE, P. (1997): The Cretaceous and younger thermal history of the KTB site (Germany): apatite fission-track data from the Vorbohrung. - Geol. Rundsch., 86: 203-209.

DESIRÉ-MARCHAND, J. & KLEIN, C. (1987): Fichtelgebirge, Böhmerwald, Bayerischer Wald. Contribution à l'étude du problème des Piedmonttreppen. - Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd., 65: 101-138, Stuttgart.

DILL, H. (1998): Zur Stratigraphie und Fazies autochthoner und allochthoner Tertiär-Ablagerungen im Raum Schirnding (Oberpfalz).- Geol. Bl. NO-Bayern, 48: 1-20, Erlangen.

DREXLER, O. (1980): Zum Relief um Selb und zur tertiären Morphogenese des Fichtelgebirges. - In: Bachler, J., Drexler, W. & Zech, W. (Hrsg.): Zur Geoökologie der Landschaft um Selb. - Tagungsbericht Akademie für Naturschutz und Landschaftspflege, 7/80: 38-41, Laufen/Salzach.

DREXLER, O. (1986): The Tertiary sediment and weathering loams in the Seedorf kaolin pit (northwest of Waldsassen, Northeastern Bavaria). - Mitt. Dt. Bodenkundl. Ges., 49: 168-173.

EBERLE, J., EITEL, B., BLÜMEL, W.D. & WITTMANN, P. (2007): Deutschlands Süden. Vom Erdmittelalter zur Gegenwart. - 188 S., Berlin (Springer).

FIRBAS, F. & v. ROCHOW, M. (1956): Zur Geschichte der Moore und Wälder des Fichtelgebirges. - Forstw. Ctb., 75: 367-380.

FÖRSTER, H.-J., HECHT, L., MÖLLER, P., MORTEANI, G., TISCHENDORF, G. (1992): Granite und Mineralisationen im Westteil des Fichtelgebirge-Erzgebirge-Antiklinorium.- In: Bankwitz, P., Kämpf, H. & Bielefeld, E. (Hrsg.): Münchberger Gneismasse und ihr geologischer Rahmen.-Exkursionsführer Ges. für Geowissenschaften.: 73-97, Berlin.

FRANKE, W., KREUZER, H., OKRUSCH, M., SCHÜSSLER, U. & SEIDEL, E. (1995): Stratigraphy, structure and igneous activity (of the exotic metamorphic nappes).- In: Dallmeyer, D., Franke, W. & Weber, K. (Hrsg.): Pre-permian Geology of Central and Western Europe, 277-294, Berlin (Springer) 1995.

FREUDENBERGER, W. & SCHWERT, K. (1996): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500.000. - 4. Auflage, 329 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt).

GAERTNER, H.R. v. (1936): Morphologie am Ostabfall des Fichtelgebirges.- Festschrift zum 60. Geburtstag von H. Stille, 196-211.

GILG, A. (2000): D-H evidence for the timing of kaolinization in Northeast Bavaria, Germany. - Chemical Geology, 170: 5-18.

GRASSMANN, J. (1998): Geologische, petrographische und geochemische Untersuchungen an tertiären Verwitterungsdecken auf kristallinen Gesteinen im Fichtelgebirge.- 79 S., Dipl.-Arb. Univ. Erlangen-Nürnberg.

GREGOR, H.-J. (1989): Neue geologisch-paläontologische Ergebnisse aus den Tagebauen der „Oberpfälzer Braunkohle“ (Naab-Molasse, Miozän).- Documenta naturae, 55: 1-78, München.

HAHNE, J. (1992): Untersuchungen zur spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte im nordöstlichen Bayern (Bayerisches Vogtland, Fichtelgebirge, Steinwald). - Flora, 187: 169-200.

HARMENING, H.F. (1995): Ein methodischer Beitrag zur Bilanzierung der Verwitterungsdecke im Umfeld der Kontinentalen Tiefbohrung (Oberpfalz). - Diss. Uni. Erlangen-Nürnberg.

HARMS, U., CAMERON, K.L., SIMON, K. & BRÄTZ, H. (1997): Geochemistry and petrogenesis of metabasites from the KTB ultradeep borehole, Germany. - Geol. Rundsch., 86, Suppl.

pl.: S155-S166, Berlin.

HECHT, L. (1998): Granitoide des Fichtelgebirges (NE-Bayern): Magmengenese und hydrothermale Alteration (Exkursion J am 18. April 1998). – Jber. Mitt. Oberrhein. geol. Ver., N.F., 80: 223-250.

HECHT, L., VIGNERESSE, J.L. & MORTEANI, G. (1997): Constraints on the origin of pluton zonation: Evidence from a gravity and geochemical study, Fichtelgebirge, Germany and Czech Republic. – Geol. Rundsch., 86, Suppl.: 93-109.

HECKHOFF-WACHMANN, P. (1993): Känozoische Hebungs-/Abtragungsgeschichte zwischen Egergraben und Naabtal-Tertiär. – Diss. Univ. Bochum, 121 S., Bochum.

HEJL, E., COYLE, D., NAND LAL, VAN DEN HAUTE, P. & WAGNER, G.A. (1997): Fission-track dating of the western border of the Bohemian massif: thermochronology and tectonic implications. – Geol. Rundsch., 86: 216-219, Stuttgart.

HEYL, E., COYLE, D., LAL, N., VAN DEN HAUTE, P. & WAGNER, G.A. (1997): Fission-track dating of the western border of the Bohemian massif: thermochronology and tectonic implications. – Geol. Rundsch., 86: 210-219.

HIRSCHMANN, G. (1996): Ergebnisse und Probleme des strukturellen Baues im Bereich der KTB-Lokation. – Geologica Bavarica, 101: 37-52, München.

HOPPERDIETZEL, J. (1999): Geologische Kartierung der relik-tisch erhaltenen Oberkreide im Raum Betzenstein/Plech (Ofr.) mit einem speziellen Beitrag zu deren Sedimentpetrographie. – Dipl.-Arb. Univ. Erlangen-Nürnberg.

HUCKENHOLZ, H.G. & KUNZMANN, T. (1993): Tertiärer Vulkanismus im bayerischen Teil des Egergrabens und des mesozoischen Vorlandes. – Beih. Europ. J. Mineral., 5: 1-34, Stuttgart.

HUCKENHOLZ, H.G. & SCHRÖDER, B. (1985): Tertiärer Vulkanismus im bayerischen Teil des Eger Grabens und des mesozoischen Vorlandes (Exkursion G am 13. April 1985). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., 67: 107-124, Stuttgart.

KÄMPF, H., PETEREK, A., ROHRMÜLLER, J., KÜMPEL, H.-J. & GEISLER, W.H. (eds.): The KTB Deep Crustal Laboratory and the western Eger Graben. – In: Koch, R. & Röhling, H.-G. (eds.): GeoErlangen 2005 - System Earth - Biosphere Coupling. 24. - 29. September 2005 in Erlangen, Exkursionsführer. – Schriftenreihe Deutsche Ges. Geow., 40: 37-107.

KLARE, B. & SCHRÖDER, B. (1990): Extreme Randfazies der Oberkreide vor der ZEV. – KTB Report, 90/4: 300-309, Hannover.

KNIPPING, M., 1989: Zur spat-und postglazialen Vegetationsgeschichte des Oberpfälzer Waldes. Diss., Bot. 140. 209 S. Berlin, Stuttgart.

KNOBLOCH, E. (1971): Die tertiäre Flora von Seußén und Pilgramsreuth (Nordbayern). – Erlanger geol. Abh., 87: 1-26, Erlangen.

KNOBLOCH, E. (1989): Die biostratigraphische Stellung der tertiären Blattflora von Seussen und Wackersdorf (Oberpfalz). – Documenta naturae, 55: 79-89, München.

KÖRBER, E. & ZECH, W.: Zur Kenntnis tertiärer Verwitterungsreste und Sedimente in der Oberpfalz und ihrer Umgebung. – Relief, Boden, Paläoklima, 3, 67-150, Stuttgart 1984.

KÖSTER, H.M. (1974): Ein Beitrag zur Geochemie und Entstehung der Oberpfälzischen Kaolin-Feldspat-Lagerstätten. – Geol. Rundsch. 63: 655-689.

KÖSTER, H.M. (1978): Entstehung und Alter der ostbayerischen Kaolinlagerstätten. – Schriftenr. Geol. Wiss. 11: 109-114.

KÖSTER, H.M. & KROMER, H. (1974): Übersicht zu den Kaolin und Tonvorkommen in der Oberpfalz. – Keram. Z. 26: 1-6.

KROMER, H. (1978): Tertiär-Tone in NE-Bayern. 1. Petrographie – Mineralogie – Geochemie. – Fortschr. Min. 56: 1-104.

LOUIS, H. (1984): Zur Reliefentwicklung der Oberpfalz. – Relief, Boden, Paläoklima, 3: 1-66, Stuttgart.

MAIER, M. & STÖCKHERT, B. (1992): Conditions of crystallization and deformation of the Falkenberg Granite/Eastern Bavaria, Germany. – KTB-Report, 92-4: 277-286, Hannover.

MALKOVSKÝ, M. (1976): Saxonische Tektonik der Böhmisches Masse. – Geol. Rundsch., 65: 127-143; Stuttgart.

MALKOVSKY, M. (1987): The Mesozoic and Tertiary basins of the Bohemian Massif and their evolution. Tectonophysics, 137: 31-42, Amsterdam.

MIELKE, H. (1982): Geologische Karte von Bayern 1: 25 000, Blatt 6037, Ebnath. – Geol. Landesamt Bayern, München.

MIELKE, H. (2000): Geologische Karte von Bayern 1:25.000, Blatt 5938, Marktredwitz. – Geol. Landesamt Bayern, München.

MIGON, P. (1997): Palaeoenvironmental significance of grus weathering profiles: a review with special reference to northern and central Europe. – Proceedings of the Geologists Association, 108: 57-70, London.

MIGON, P. (1999): Residual weathering mantles and their bearing on the long-term landscape evolution in the Sudetes, NE Bohemian Massif, Central Europe. – Z. Geomorph., Suppl., 119: 71-90, Stuttgart.

MIGON, P. & THOMAS, M.F. (2002): Grus weathering mantles – problems of interpretation. – Catena 49: 5-24.

NESBITT, H.W., FEDO, C.M. & YOUNG, G.M. (1997): Quartz and Feldspar stability and non-steady weathering, and petrogenesis of siliciclastic sands and muds. – *J. Geology*, 105: 173-191.

OTT, T. (1998): Untersuchung der Verwitterungsdecke im Umfeld der Kontinentalen Tiefbohrung (Oberpfalz) aus lagerstättenkundlicher Sicht. – Edition Wissenschaft, Reihe Geowissenschaften, 41, 1-217, Marburg (Tectum Verlag)(= Diss. Univ. Erlangen-Nürnberg).

PAULI, G. (1938): Die Piedmonttreppen (?) des Fichtelgebirges. – *Z. Geomorph.*, 10: 196-214.

PENCK, W. (1924): Die morphologische Analyse. – *Geogr. Abh.*, 2: 1-283, Stuttgart.

PETEREK, A. (2001): Zur geomorphologischen und morphotektonischen Entwicklung des Fichtelgebirges und seines unmittelbaren Rahmens. – *Geol. Bl. NO-Bayern*, 51: 37-106, Erlangen.

PETEREK, A. (2002): Neotektonische und morphostrukturelle Entwicklung des Thüringer Waldes und Thüringischen Schiefergebirges – Überblick und Ausblick. – *Z. geol. Wiss.*, 30: 277-292, Berlin.

PETEREK, A. (2007): Känozoische Reliefentwicklung und Tektonik des zentralen Fichtelgebirges. – In: Maier, J. (Hrsg.): Das Geographische Seminar, spezial: Exkursionsführer Oberfranken. – 253-269, Braunschweig (Westermann-Verlag).

PETEREK, A. (2008): Wie alt ist die Fränkische Schweiz? – In: Fränkische Schweiz-Museum Tüchersfeld (Hrsg.): Was die Steine verraten. – Ausstellungskatalog 13: 8-25.

PETEREK, A. & ROHRMÜLLER, J. (2010): Zur Erdgeschichte des Fichtelgebirges und seines Rahmens. – *Der Aufschluss*, 61: 193-211.

PETEREK, A. & SCHRÖDER, B. (1997): Neogene fault activity and morphogenesis in the basement area north of the KTB drill site (Fichtelgebirge and Steinwald). – *Geol. Rdsch.*, 86, 185-190, Berlin.

PETEREK, A. & SCHRÖDER, B. (2003): Zur Geologie und Landschaftsentwicklung des Fichtelgebirges. – *Exkursionsführer Thüringischer Geologischer Verein*, 75 S., Jena.

PETEREK, A. & SCHRÖDER, B. (2010): Geomorphologic evolution of the cuesta landscapes around the Northern Franconian Alb - review and synthesis. – *Z. Geomorphologie*, 54: 305-345.

PETEREK, A., HIRSCHMANN, G., SCHRÖDER, B. & WAGNER, G.A. (1994): Spät- und postvariskische tektonische Entwicklung im Umfeld der Kontinentalen Tiefbohrung Oberpfalz (KTB). – *KTB-Report*, 94/3: 123-148, Hannover.

PETEREK, A., HÜSER, K. & SCHRÖDER, B. (2007): Reliefentwicklung und Tektonik in der oberfränkisch-oberpfälzi-

schen Bruchschollenzone zwischen Frankenalb und Fränkischer Linie. – In: Maier, J. (Hrsg.): Das Geographische Seminar, spezial: Exkursionsführer Oberfranken. – 153-163, Braunschweig (Westermann-Verlag).

PETEREK, A., RAUCHE, H. & SCHRÖDER, B. (1996): Die strukturelle Entwicklung des E-Randes der Süddeutschen Scholle in der Kreide. – *Z. Geol. Wiss.*, 24: 65-78, Berlin.

PETEREK, A., REUTHER, C.-D. & SCHUNK, R. (2011): Neotectonic evolution of the Cheb Basin (Northwestern Bohemia, Czech Republic) and its implications for the late Pliocene to Recent crustal deformation in the western part of the Eger Rift System. – *Z. geol. Wiss.* (akzeptiert).

PETEREK, A., SCHRÖDER, B. & GOTTMANN, J. (1998): Reliefentwicklung, Tektonik und Vulkanismus während des Tertiärs und Quartärs im westlichen Egerer Becken (Exkursion E am 16.4.1998). – *Jber. Mitt. Oberrhein. geol. Ver.*, N.F., 80: 111-132, Stuttgart.

PETEREK, A., SCHRÖDER, B. & MENZEL, D. (1996): Zur postvariszischen Krustenentwicklung des Naabgebirges und seines Rahmens. – *Z. Geol. Wiss.*, 24: 293-304, Berlin.

PETEREK, A., SCHRÖDER, B. & NOLLAU, G. (1996): Neogene Tektonik und Reliefentwicklung des nördlichen KTB-Umfeldes (Steinwald und südliches Fichtelgebirge). – *Geologica Bavarica*, 101, 7-25, München.

PFEFFER, K.-H. (1986): Das Karstgebiet der nördlichen Frankenalb zwischen Pegnitz und Vils. – *Z. Geomorph. Suppl.* 59: 67-85.

PFEFFER, K.-H. (1989): The karst landforms of the Northern Franconian Jura between the Rivers Pegnitz and Vils. – *Catena Suppl.* 15: 253-260.

PFEFFER, K.-H. (2000): Zur Entstehung der Oberflächenformen der nördlichen Frankenalb. – *Bamberger Geogr. Schr.*, Sonderfolge 6: 109-125.

PÖLLMANN, H. & PETEREK, A. (2010): Mineralogie und Geologie ausgewählter Basaltvorkommen im westlichen Teil des Eger Rifts. – *Der Aufschluss*, 61: 213-238.

RAUM, G. (2002): Sedimentpetrographische Untersuchungen an drei im Mitterteicher Becken abgeteufte Bohrungen. – 63 + XXVI S., Dipl.-Arbeit Univ. Erlangen-Nürnberg, Erlangen (unpubl.).

RICHTER, P. & STETTNER, G. (1979): Geochemische und petrographische Untersuchungen der Fichtelgebirgsgranite. – *Geol. Bavarica*, 78: 3-129, München.

ROHRMÜLLER, J. (2003): Die Forschungsbohrung Bayerhof – die Erkundung eines tertiären Maars im Steinwald, Oberpfalz (NE-Bayern). – *Geologica Bavarica*, 107: 215-220, München.

ROHRMÜLLER, J. & MIELKE, H. (1998): Die Geologie des Fichtelgebirges und der nördlichen Oberpfalz – Nordost-

bayern.-Jber. Mitt. Oberrhein. geol. Ver., N.F., 80: 25-47, Stuttgart.

ROHRMÜLLER, J., GEBAUER, D. & MIELKE, H. (2000): Die Altersstellung des ostbayerischen Grundgebirges. – *Geologica Bavarica*, 105: 73-84, München.

ROHRMÜLLER, J., MIELKE, H. & GEBAUER, D. (1996): Gesteinsfolge des Grundgebirges nördlich der Donau und im Molasseuntergrund. – In: Freudenberger, W. & Schwerd, K. (Hrsg.): *Erl. Geol. Karte von Bayern 1:500.000*: 16-54, München.

SCHÖDELBAUER, S., HECHT, L., HÖHNDORF, A. & MORTEANI, G. (1996): Gesteinseinschlüsse in den peraluminösen Kösseinegraniten (Fichtelgebirge, NE-Bayern). – *Geologica Bavarica*, 101: 113-137, München.

SCHÖDELBAUER, S., HECHT, L., HÖHNDORF, A. & MORTEANI, G. (1997): Enclaves in S-type granites (Kösseine, Fichtelgebirge, Germany). – *Geol. Rundsch.*, 86, Supl.: 125-140, Berlin.

SCHRÖDER, B. & PETEREK, A. (2001): Känozoische Hebung- und Abtragungsgeschichte im Umfeld des westlichen Egergrabens. – *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, 151: 387-403, Stuttgart.

SCHRÖDER, B. & PETEREK, A. (2002): Parkstein, Anzenberg & Co. – geologische Geschichte der Kegelberge in der Oberpfälzer Senke. – *Landkreis-Schriftenreihe*, 14: 127-139, Tirschenreuth.

SCHRÖDER, B. (1978): *Fränkische Schweiz und Vorland*. – Sammlung geol. Führer, 50, 94 S., Berlin (Borntraeger).

SCHRÖDER, B. (1987): Inversion tectonics along the western margin of the Bohemian Massif. – *Tectonophysics*, 137: 93-100.

SCHRÖDER, B. (1990): Spät- und postvariszische Schollentektonik des KTB-Umfeldes. – *KTB-Report*, 90-4: 293-299, Hannover.

SCHRÖDER, B. (1992): Post-hercynian fault block activities in the basement area near KTB-drilling site. – *KTB-Report*, 92/4: 287-294, Hannover.

SCHRÖDER, B., AHRENDT, H., PETEREK, A. & WEMMER, K. (1997): Post-Variscan sedimentary record of the SW margin of the Bohemian massif: a review. – *Geol. Rdsch.*, 86: 178-184, Berlin.

SCHRÖDER, B., BANKWITZ, P., FRANZKE, H.-J. & BANKWITZ, E. (1992): Die Fränkische Linie und ihr geologischer Rahmen. – In: Bankwitz, P., Kämpf, H. & Bielefeld, E. (Hrsg.): *Münchberger Gneismasse und ihr geologischer Rahmen*. – Exkursionsführer Ges. für Geowissenschaften: 99-126, Berlin.

SCHRÖDER, B., KLARE, B., MENZEL, D. & PETEREK, A. (1998): Das Permomesozoikum des Vorlandes der Böhmisches

Masse (Exkursion K am 18. April 1998). – *Mitt. Oberrhein. geol. Ver., N.F.*, 80: 251-270, Stuttgart.

SCHUNK, R., PETEREK, A. & REUTHER, C.-D. (2003): Untersuchungen zu quartären und rezenten Krustenbewegungen im Bereich der Marienbader Störung und des Egerer Beckens (Tschechien) – erste Ergebnisse. – *Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg*, 87: 19-46, Hamburg.

SIEBEL, W., RASCHKA, H., IRBER, W., KREUZER, H., LENZ, K.-L., HÖHNDORF, A. & WENDT, I. (1997): Early Palaeozoic Acid magmatism in the Saxothuringian Belt: New Insights from a Geochemical and Isotopic Study of Orthogneisses and metavolcanic Rocks from the Fichtelgebirge, SE Germany. – *J. Petrol.*, 38: 203-230, Oxford.

SIEBEL, W., TRZEBSKI, R., STETTNER, G., HECHT, L., CASTEN, U., HÖHNDORF, A. & MÜLLER, P. (1997): Granitoid magmatism of the NW Bohemian massif revealed: gravity data, composition, age relations and phase concept. – *Geol. Rundsch.*, 86, Suppl.: 45-63.

SIEBEL, W., SHANG, C.K. & PRESSER, V. (2010): Permo-Carboniferous magmatism in the Fichtelgebirge: dating the final intrusive pulse by U-Pb, 207Pb/206Pb and 40Ar/39Ar geochronology. – *Z. Geol. Wiss.* 38: 85-98.

SOBANSKI, R. (1988): *Geologie und Geochemie tertiärer Verwitterungsprodukte in NE-Bayern*. – Diss. Univ. Hamburg, 165 S., Hamburg.

STETTNER, G. (1958): *Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern 1:25.000, Blatt Nr. 5937 Fichtelberg*. – 116 S., München (BGLA).

STETTNER, G. (1964): *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25.000, Bl. Nr. 5837 Weißenstadt*. – 194 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt).

STETTNER, G. (1972): Zur geotektonischen Entwicklung im Westteil der Böhmisches Masse bei Berücksichtigung des Deformationsstils im orogenen Bewegungssystem. – *Z. dt. Geol. Ges.*, 123: 291-326, Hannover.

STETTNER, G. (1977): *Geologische Karte von Bayern 1:25.000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 5936, Bad Berneck*. – 225 S., München (Bayer. Geol. Landesamt).

STETTNER, G. (1992): *Geologie im Umfeld der Kontinentalen Tiefbohrung, Oberpfalz*. – 240 S., München (Bayer. Geol. Landesamt).

STETTNER, G. (1993): Spätkaledonische Subduktion und jungvariskischer Deckenbau im Westteil der Böhmisches Masse. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 187: 137-182, Stuttgart.

STETTNER, G. (1993): Spätkaledonische Subduktion und jungvariskischer Deckenbau im Westteil der Böhmisches Masse. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 187: 137-182, Stuttgart.

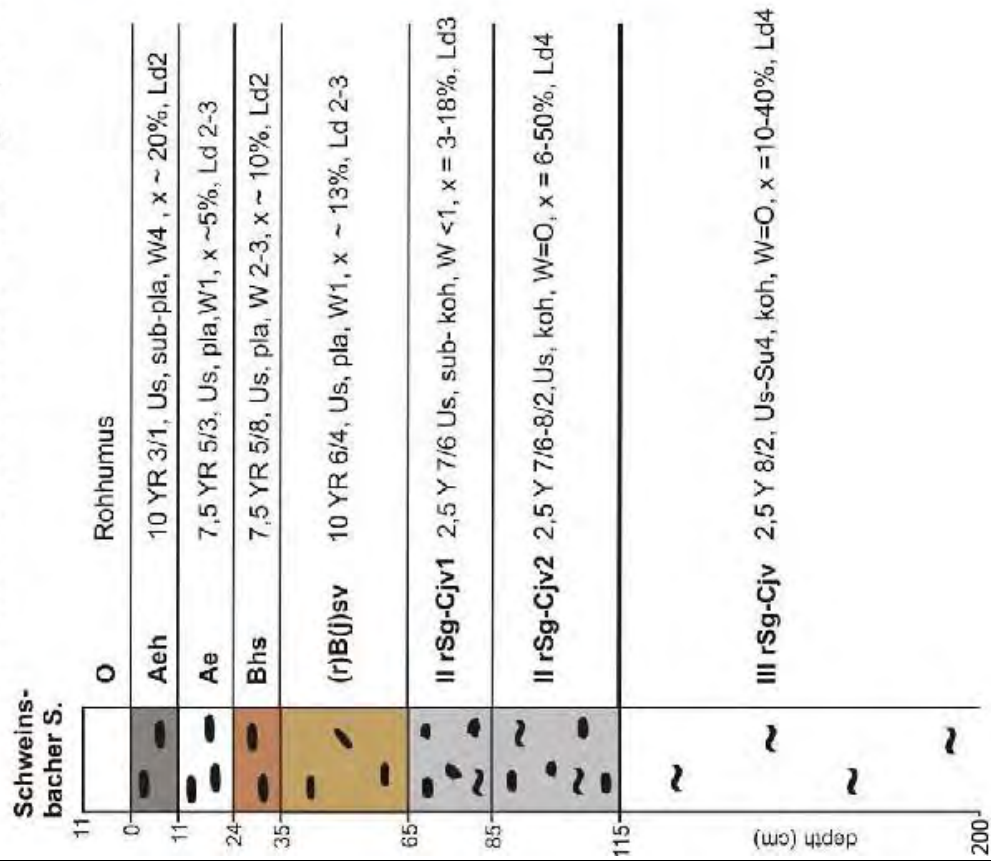
- STETTNER, G.: Spätkaledonische Subduktion und jungvariskischer Deckenbau im Westteil der Böhmisches Masse.– N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 187, 137-182, Stuttgart 1993.
- STINGL, H. & PETEREK, A. (2000)(Hrsg.): 2. Treffen des Arbeitskreises „Vergleichende Mittelgebirgsforschung in Zentraleuropa“, 28. - 30. September 2000, Warmensteinach/Fichtelgebirge. Tagungsband und Exkursionsführer. 108 S., Bayreuth (Selbstverlag).
- STOLT, M.H. & BAKER, J.C. (1994): Strategies for studying saprolite and saprolite genesis.– In: Cremeens, D.L., Brown, D.L. & Huddleston, J.H. (eds.): Whole regolith pedology.– Soil Science Society of America Special Publications, 34: 1-19, Madison.
- STROBEL, O. (1969): Die Kaolinlagerstätte von Tirschenreuth und ihr geologischer Rahmen im Vergleich zu den Lagerstätten von Weiherhammer. – Diss. TU München.
- THIELE-PFEIFER, H. & JUNG, W. (1981): Mikrofloristische Untersuchungen an Braunkohlenablagerungen Oberfrankens und der nördlichen Oberpfalz.– Mitt. Bayer. Staatsapparat. Paläont. Hist. Geol., 21: 129-141, München.
- THOMAS, M.F. (1994): Geomorphology in the Tropics.– 460 S., Chichester-New York (John Wiley & Sons).
- THOMAS, R. (1994): Fluid evolution in relation to the emplacement of the variscan granites in the Erzgebirge region: a review of the melt and fluid inclusion evidence.– In: Seltmann, R. et al. (eds., 1994): Metallogeny of collisional orogens focussed on the Erzgebirge and comparable metallogenic settings. – Proc. IAGOD Erzgebirge Meeting, Geyer, June 4-6, 1993: 70-81, Prague (Czech Geol. Survey).
- TILLMANN, M., SIMON, M., ZITZELSBERGER, A. & GEBRANDE, H. (1996): Neue Seismographien aus dem Umfeld der Kontinentalen Tiefbohrung (KTB), Oberpfalz. – Geologica Bavarica 101: 291-314.
- TODT, W. & LIPPOLT, H.J. (1975): K-Ar-Altersbestimmungen an Vulkaniten bekannter paläomagnetischer Feldrichtung. I. Oberpfalz und Oberfranken.– J. Geophys., 41: 43-61, Berlin.
- ULRYCH, J., PIVEC, E., LANG, M., BALOGH, K. & KROPÁČEK, V. (1999): Cenozoic intraplate volcanic rock series of the Bohemian Massif: a review.– Geolines, 9: 123-129, Prag (Institute of Geology).
- VÁCL, J. (1966): The Cheb Basin. The Sokolov Basin.– In: Svoboda, J. et al.: Regional Geology of Czechoslovakia. Part I: 516-532, Prag.
- WAGNER, G.A., COYLE, D.A., DUYSER, J., HENJES-KUNST, F., PETEREK, A., SCHRÖDER, B., STÖCKHERT, B., WEMMER, K., ZULAUF, G., AHRENDT, H., BISCHOFF, R., HEJL, E., JACOBS, J., MENZEL, D., NAND LAL, P., VAN DEN HAUTE, P., VERCOUTERE, C. & WELZEL, B. (1997): Post-Variscan thermal and tectonic evolution of the KTB site and its surroundings. – J. Geophys. Research, 102 (B8): 18221-18232, Washington.
- WAGNER, G.A., HEJL, E. & VAN DEN HAUTE, P. (1990): Paläogeothermische und tektonische Interpretation von Spaltspiraltern im Umfeld der KTB.– KTB-Report, 90/4: 527.
- WAGNER, G.A., HEYL, E., VAN DEN HAUTE, P., VERCOUTERE, C. (1991): Spaltspurenuntersuchungen am Kern der KTB-Vorbohrung und an Umfeldgesteinen.– KTB-Report, 91-1: 259-268, Hannover.
- 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.
- WILHELMY, H. (1981): Klimamorphologie der Massengesteine.– 254 S., Wiesbaden (Akademische Verlagsgesellschaft).
- WIRTHMANN, A. (1961): Zur Geomorphologie der nördlichen Oberpfälzer Senke. – Würzburger Geogr. Arb., 9: 1-41.
- WURM, A. (1932): Morphologisch-tektonische Untersuchungen im Fichtelgebirge und Oberpfälzer Wald.– N. Jb. Mineral., Geol. Paläont., 69: 257-291, Stuttgart.
- WURM, A. (1961): Geologie von Bayern, I. Teil: Frankenwald, Münchberger Gneismasse, Fichtelgebirge, Nördlicher Oberpfälzer Wald. – 555 S., Berlin (Borntraeger).
- WURM, A. (1962): Frankenwald, Fichtelgebirge, Nördlicher Oberpfälzer Wald. – Sammlung Geol. Führer, 41: 1- 184, Berlin (Borntraeger).

D. Analysendaten

1. Freitag, 3.6.2011: Fichtelgebirge und Oberpfalz



1. Halt: Schweinsbacher Sattel (50, 064817 N, 11,77 3017 E, 686 m)



Braunerde-Podsol aus Fersiallit

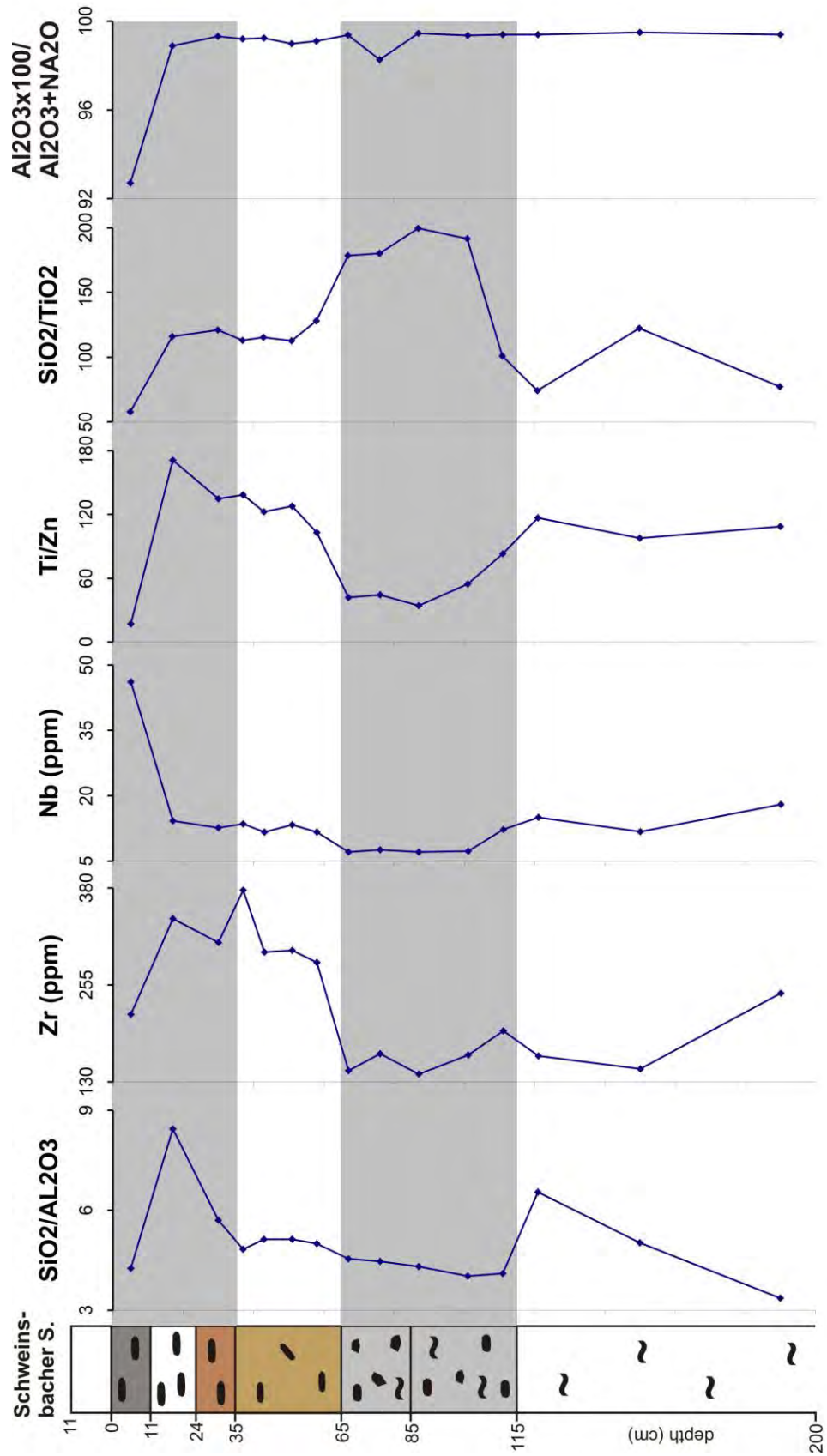
1. Halt Schweinsbach: Tonmineralanalyse

	Smektit	Vermiculit	Chlorit	WL	Gl.+Illit	Kaolinit	$\frac{\text{Gl.+Illit}}{\text{Kaolinit}}$
r Bjsv	+	(+)	++	++	+++	+	3.62
II fG-Cjv2	++	(+)	+	+++	+++	++	1.51

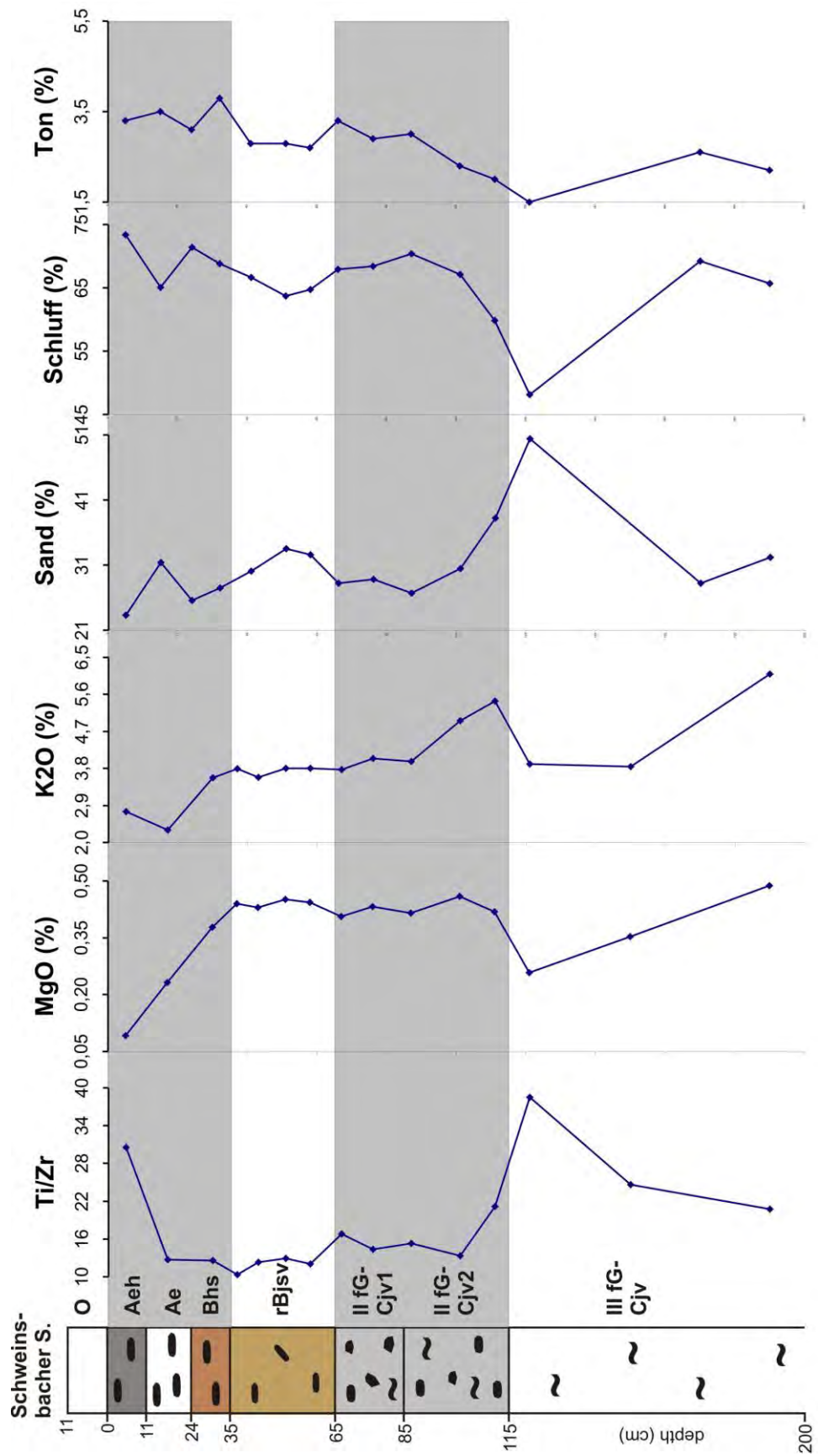
Legende:

(+)	in Spuren
+	<10%
++	10-30%
+++	30-70%
++++	>70%

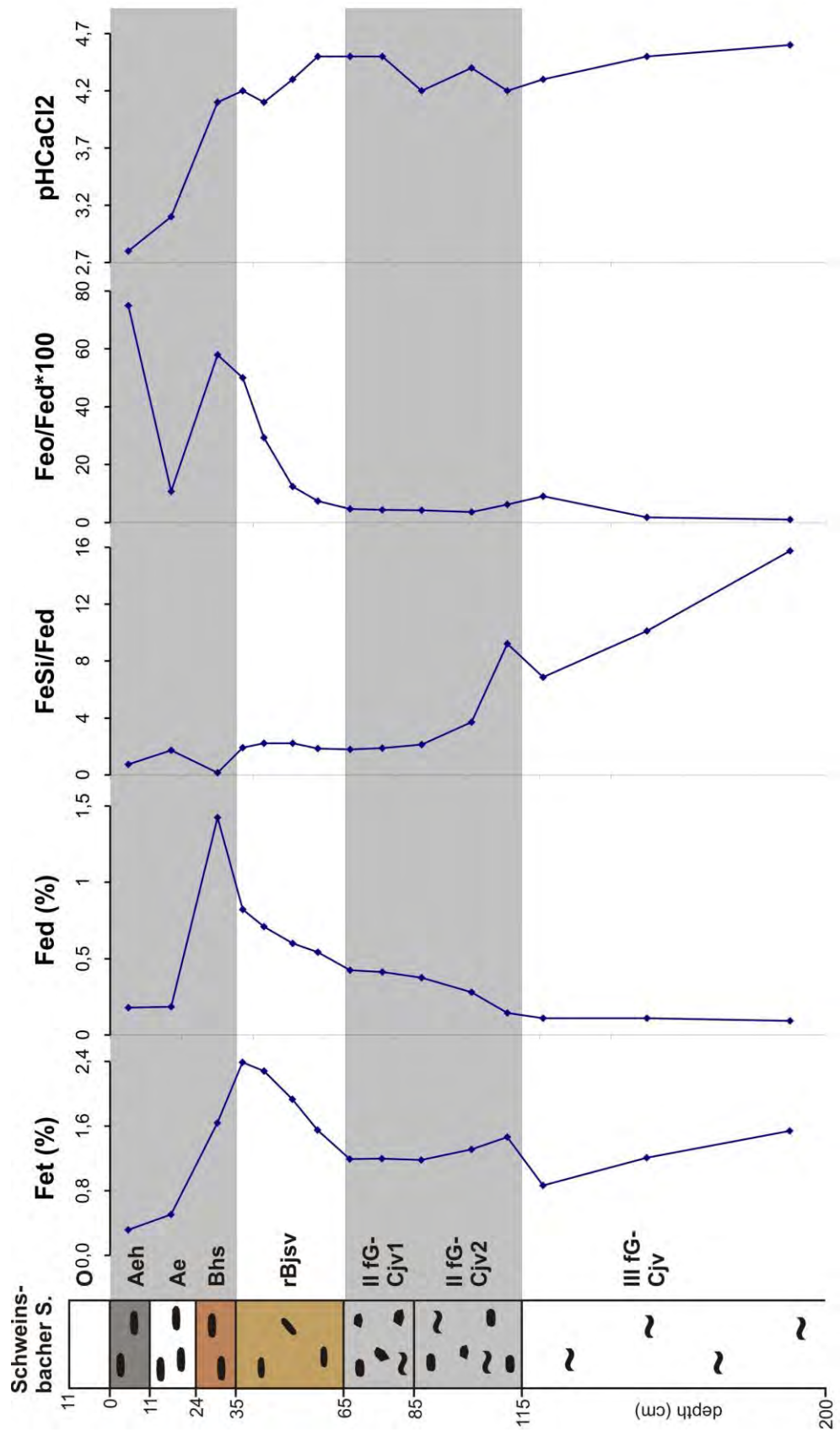
1.Halt: Schweinsbacher-Sattel



1.Halt: Schweinsbacher-Sattel



1.Halt: Schweinsbacher-Sattel



1.Halt: Schweinsbacher-Sattel

Schweinsbach: Braunerde-Podsol über Fersiallit aus Gneiszersatz: Mittelwerte der Volumengewichte der Oxide (g/100 cm³) in % bezogen auf die Mengen im liegenden Horizont

	RG g/100 cm ³	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	Na ₂ O	TiO ₂	LOI
rBjsv	194	- 16 %	- 21,4 %	+ 46,6 %	- 1,9 %	+ 16,4 %	- 37,1 %	+ 32,6 %
II fG-Cjv1	208	- 7,4 %	+ 3,1 %	- 7,7 %	+ 5,2 %	+ 97,6 %	- 55 %	+ 16,3 %
II fG-Cjv2	213	- 3,5 %	+ 5,5 %	+ 4,5 %	+ 10,3 %	+ 6,5 %	- 45,9 %	+ 13,3 %
III fG-Cjv	224	161,7 g = 100 %	34,3 g = 100 %	3,85 g = 100 %	0,83 g = 100 %	0,21 g = 100 %	1,85 g = 100 %	6,58 g = 100 %

2. Halt: Luisenburg



Wollsackstrukturen sind das Ergebnis

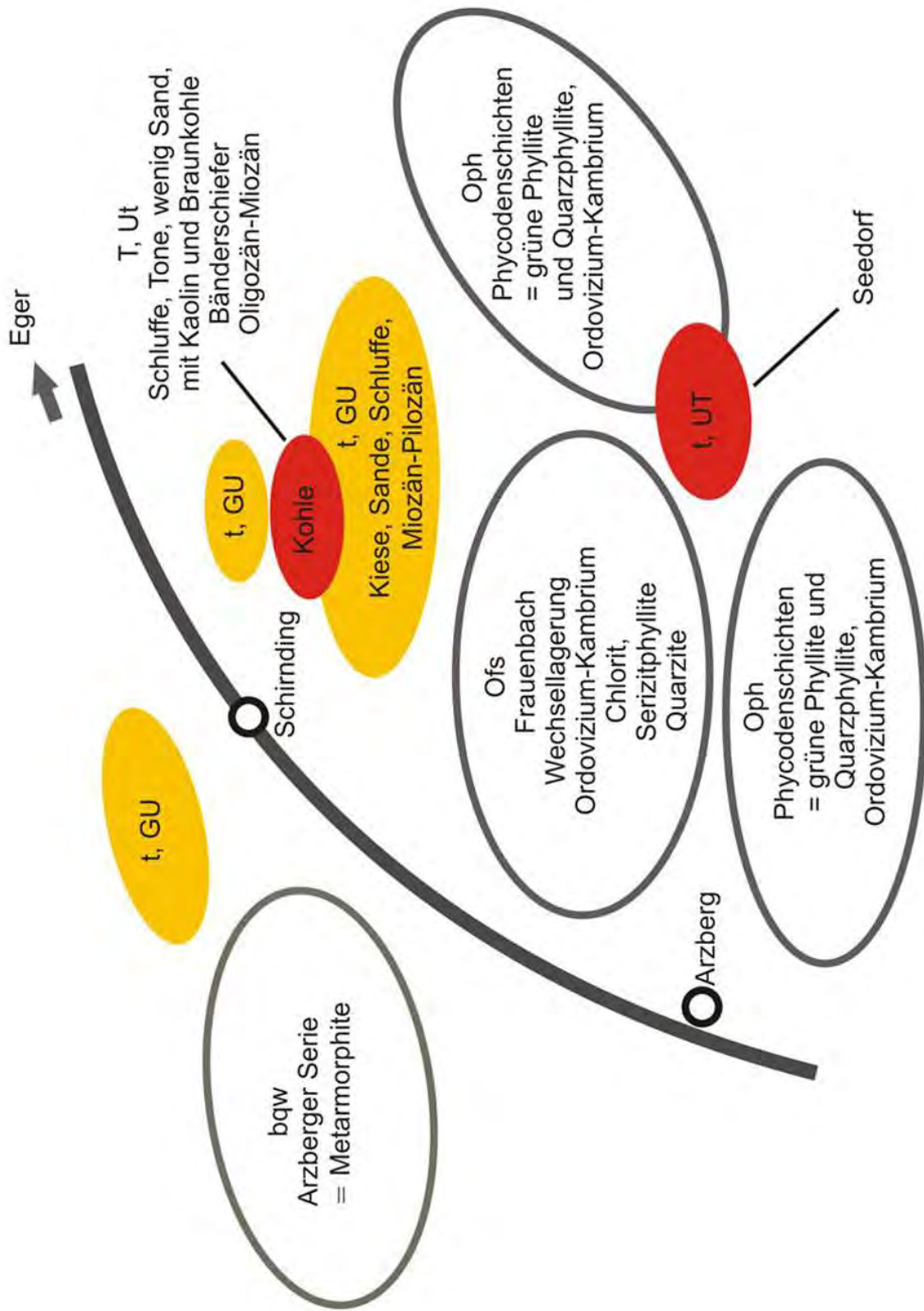
1. intensiver Verwitterung unter warm-humiden Klimabedingungen während des Tertiärs und
2. des Abtransports des Feinmaterials unter periglazialen Verhältnissen im Quartär

3. Halt: Schirnding, Kaolingrube Hart
(850,085588 N; 12,247949 E; 477 m)

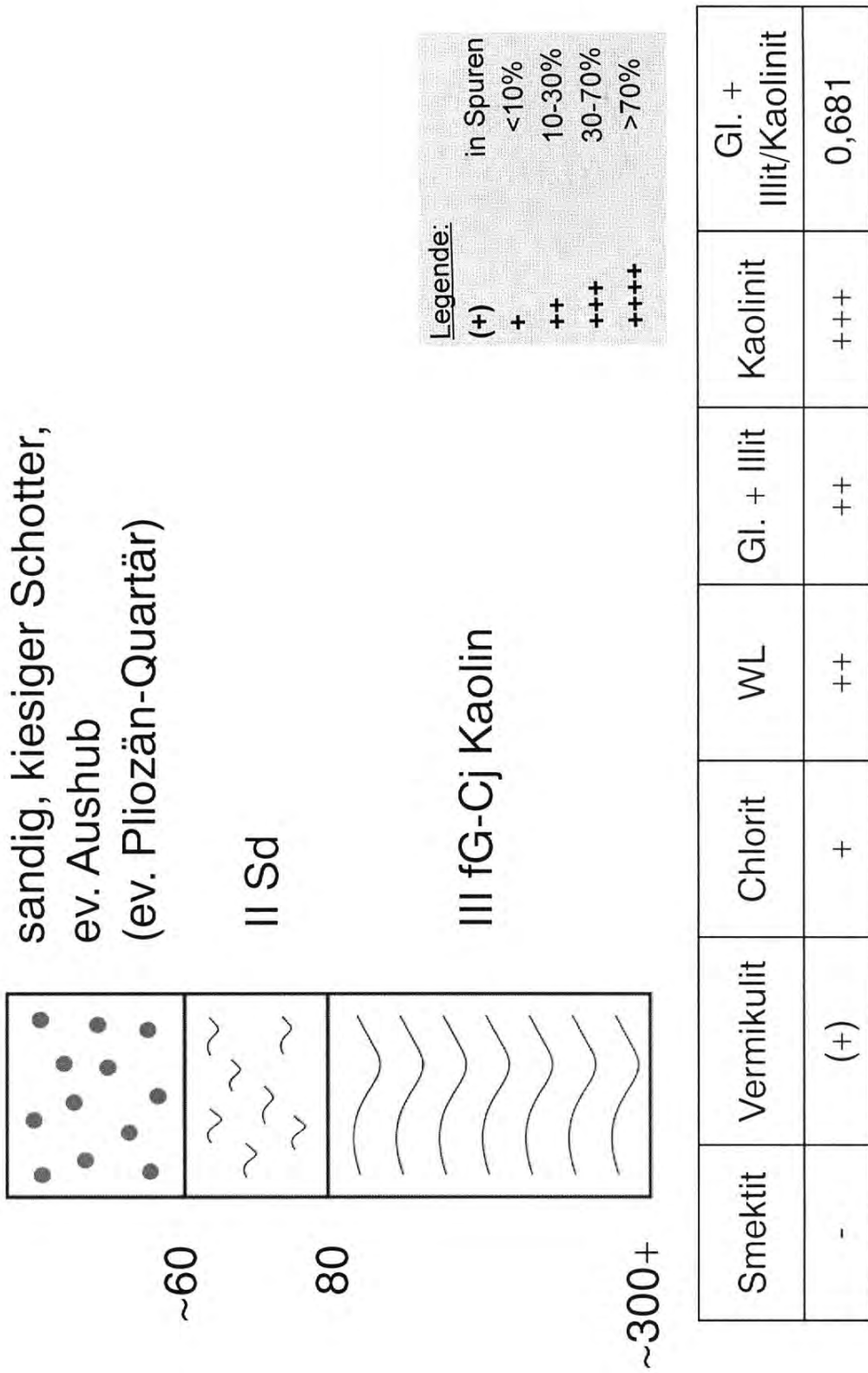


Braunkohle (Oligozän-Miozän)
über Kaolin und Phyllitzersatz

Profil Schirnding: Geologische Skizze nach
Blatt Waldsassen/ Hatzenreuth (1:25000; Nr. 5939/5940)



3. Halt: Schirnding, Kaolingrube Hart (850,085588 N; 12,247949 E; 477 m)



4. Halt: Seedorf
(50,049852 N; 12,240815 E, 549 m)



Photo: A. Peterek

4. Halt: Seedorf
(50,049852 N; 12,240815 E, 549 m)

reliktscher Pseudogley über fossilem Pseudogley-Ferralsol

		T%	U%	S%	pH/ H ₂ O	pH/ CaCl ₂
0,5	~ r (Bv)-(S _w)/sd					
3,0	~ II fsd tr: 5 YR 7/8	16,7	72,6	10,7	5,72	4,45
3,0	II fBu tr: 2,5 YR 7/8	37,6 41,6	44,3 41,3	18,1 17,1	5,37 5,75	3,97 4,86
0,3	II fm G _{os} plinthit, tr: 7,5 R 4/6	24,9	26,5	48,6	5,28	6,22
3,0	II fG-Cjv tr: N 8/0	4,30	70,6	25,1	5,62	4,60
1,0	II Cv phyllite	5,1	48,7	46,2	6,13	4,89

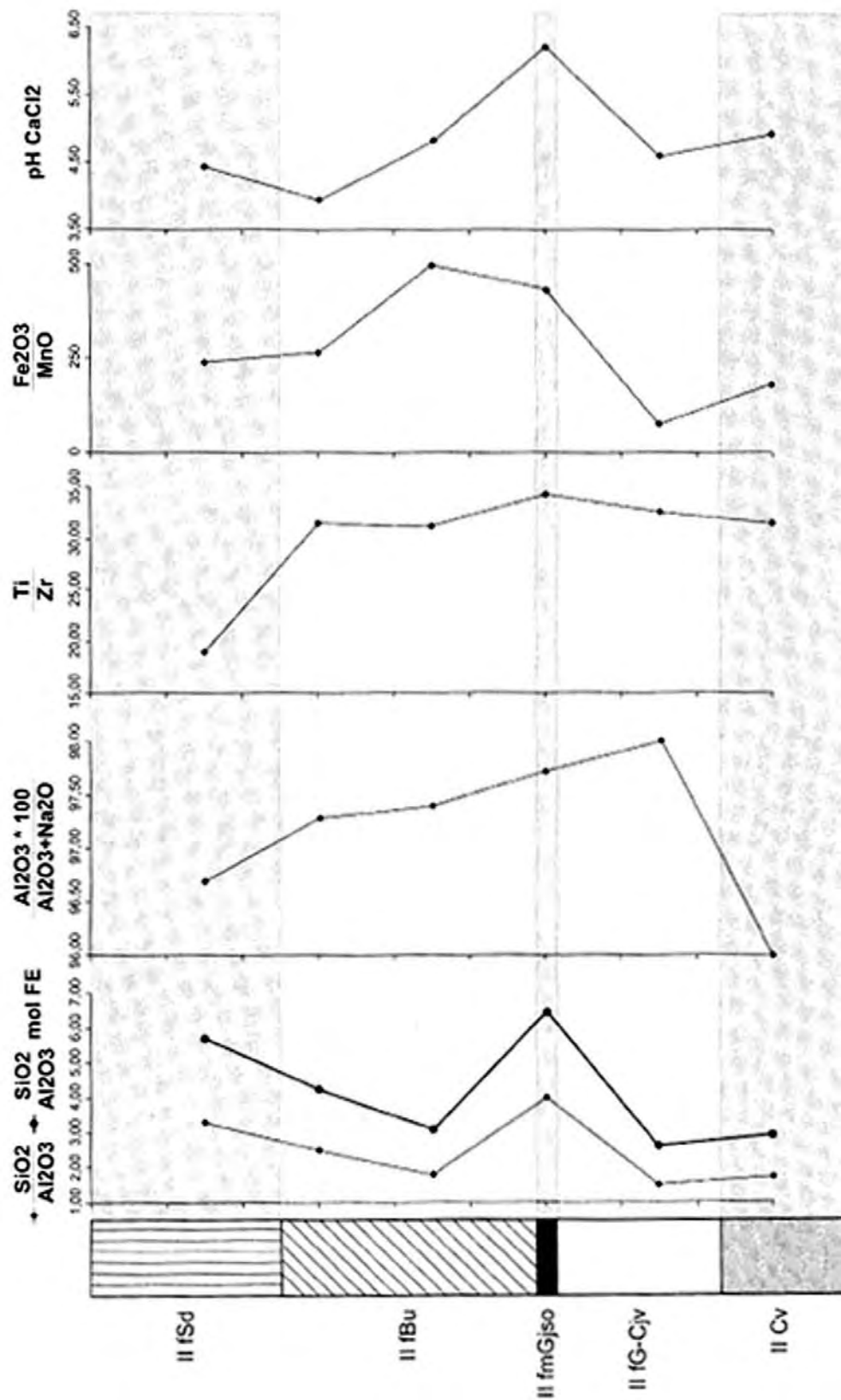
Mächtigkeit (Schematisch)

4. Halt: Seedorf
(50,049852 N; 12,240815 E, 549 m)

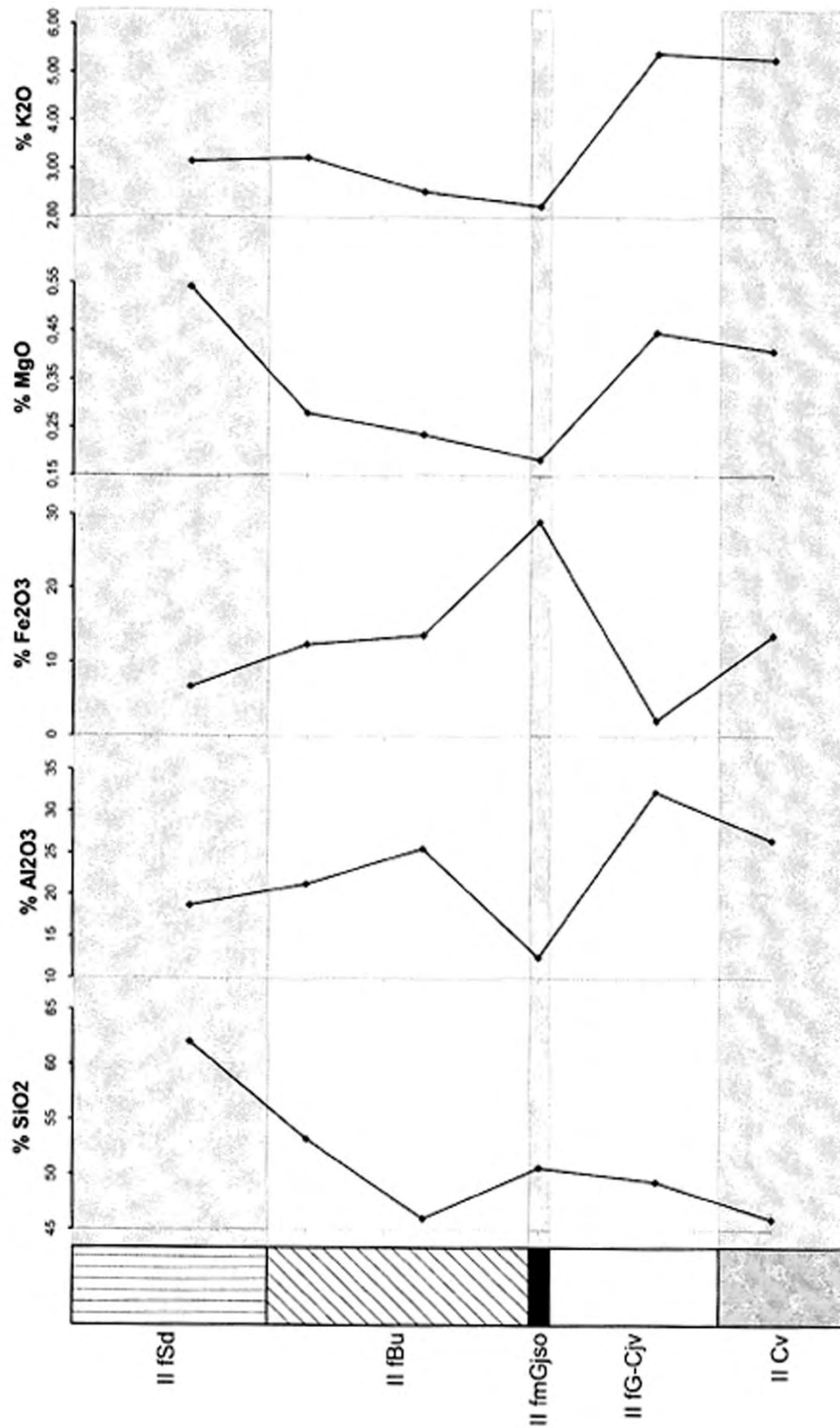
reliktscher Pseudogley über fossilem Pseudogley-Ferralsol

Mächtigkeit (Schematisch)		Smektit	Verm.	Chl.	WL	Gl + Illit	Kaol.	GL+Illit/ Kaol.
0,5	r(Bv)-(s _w)/sd							
3,0	II fsd tr: 5 YR 7/8	++	(+)	+	+++	+++	++	3,157
3,0	II fBu tr: 2,5 YR 7/8	++	(+)	+	++	++	++	0,973
0,3	II fm G _{os} plinthit, tr: 7,5 R 4/6	+	+	++	+++	++	+	4,714
3,0	II fG-Cjv tr: N 8/0	+	(+)	(+)	++	++	+++	0,553
1,0	II Cv phyllite	++	-	-	-	++++	-	

4. Halt: Seedorf
(50,049852 N; 12,240815 E, 549 m)



4. Halt: Seedorf
(50,049852 N; 12,240815 E, 549 m)



4. Halt: Seedorf
(50,049852 N; 12,240815 E, 549 m)

Fossiler Pseudogley-Ferrallit aus Phyllit: Volumengewichte der Oxide (g/100 cm³) in % bezogen auf die Mengen im II Cv-Horizont

	RG g/100 cm ³	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	K ₂ O	TiO ₂
II fSd	183	- 4 %	- 50 %	- 65 %	- 10 %	- 58 %	- 42 %
II fBu1	196	- 12 %	- 39 %	- 31 %	- 50 %	- 54 %	- 13 %
II fBu2	202	- 22 %	- 25 %	- 22 %	- 55 %	- 63 %	- 24 %
II fmGos	341	+ 46 %	- 38 %	+ 181 %	- 44 %	- 44 %	- 3 %
II fG-Cjv	211	- 12 %	- 10 %	- 87 %	- 14 %	- 16 %	- 18 %
II Cv	258	118,6 g = 100 %	68,4 g = 100 %	35,1 g = 100 %	1,1 g = 100 %	13,6 g = 100 %	3,1 g = 100 %

5. Halt: Waldsassen

- 1133 Markgraf Diepold III gründet das Zisterzienserkloster Kloster Waldsassen
1147 König Konrad III. verleiht dem Kloster die Reichsunmittelbarkeit
1185 Papst Lucius II. stellt das Kloster unter den Schutz der Kurie, bestätigt ausgedehnten Grundbesitz, waldsässer Äbte erweitern diesen systematisch bis Mitte des 14. Jahrhunderts
1503/05 Landshuter Erbfolgekriege, das Kloster wird abgebrannt
1681 Neubau wird begonnen
1704 feierliche Weihe
1727 Vollendung der Klosterbibliothek
1803 Auflösung im Zuge Säkularisation, Waldsassen geht in Staatsbesitz über
1828 Kaufmann Wilhelm Roter betreibt im Gebäude eine Kattunfabrik
1863 Neubegründung als Priorat der Zisterzienserinnen durch Bischof Ignatius
1925 Waldsassen wird selbständige Abtei
1969 Stiftkirche wird zur päpstlichen Basilica minor erhoben

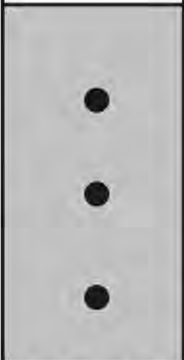
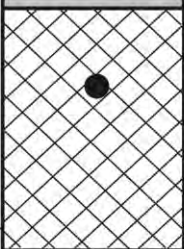


6. Halt: Tirschenreuth, Profil Rappauf
(49,854698 N; 12,330308 E; 476 m)



Ferallitischer Verwitterungsrest
Saprolith
Granitzersatz

6. Halt: Tirschenreuth, Profil Rappauf
(49,854698 N; 12,330308 E; 476 m)

	Schema Rappauf		Munsell- Farben	Ton %	U %	Sand %	FE kg/l	Gew.% >2mm	pH H ₂ O
0,05		Ah	10YR 2/2	8,5	44,2	47,3		7	3,75
0,10		A(h)e	10YR 4/4	11,8	46,2	42,0		11	3,77
0,10		Bs	2,5Y 5/4	11,6	38,4	50,0		6	4,25
0,75		IIrCjv	2,5Y 8/1	4,0	26,6	69,4	1,76	1	4,31
~3,0		IIIfS-Bu1	10YR 6/4	4,3	39,1	56,6		67	5,19
		IIIfS-Bu2	10YR 8/8	9,1	54,5	36,4	1,21	34	5,25
~20,0		IIIfG-Cvj1	5Y 8/2	11,1	28,4	60,5	1,04	37	4,85
		IIIfG-Cvj2	5Y 8/2	6,2	20,5	73,3	1,56	16	5,30
		IIIfG-Cvj3	5Y 8/2	11,6	25,9	62,5	1,38	31	5,88
~1,0		III Cv		3,0	13,3	83,3		90	5,22

6. Halt: Tirschenreuth, Profil Rappauf
(49,854698 N; 12,330308 E; 476 m)

	Sm.	Verm.	Chl.	WL	Gl+Illit	Kaol.
Ah	+	+	++	+++	++	++
A(h)e	++	+	+	++	++	++
Bs	+++	(+)	+	++	++	++
II rCjv	+++	+	+	++	+	+
III fS-Bu1	+	+	++	+++	++	++
III fS-Bu1	++	+	++	+++	++	++
III fG-Cjv1						
III fG-Cjv2	++	(+)	+	++	++	++
III fG-Cjv3	+++	(+)	+	++	+	+
III Cv	+	+	++	+++	+	++

Legende:

(+) in Spuren

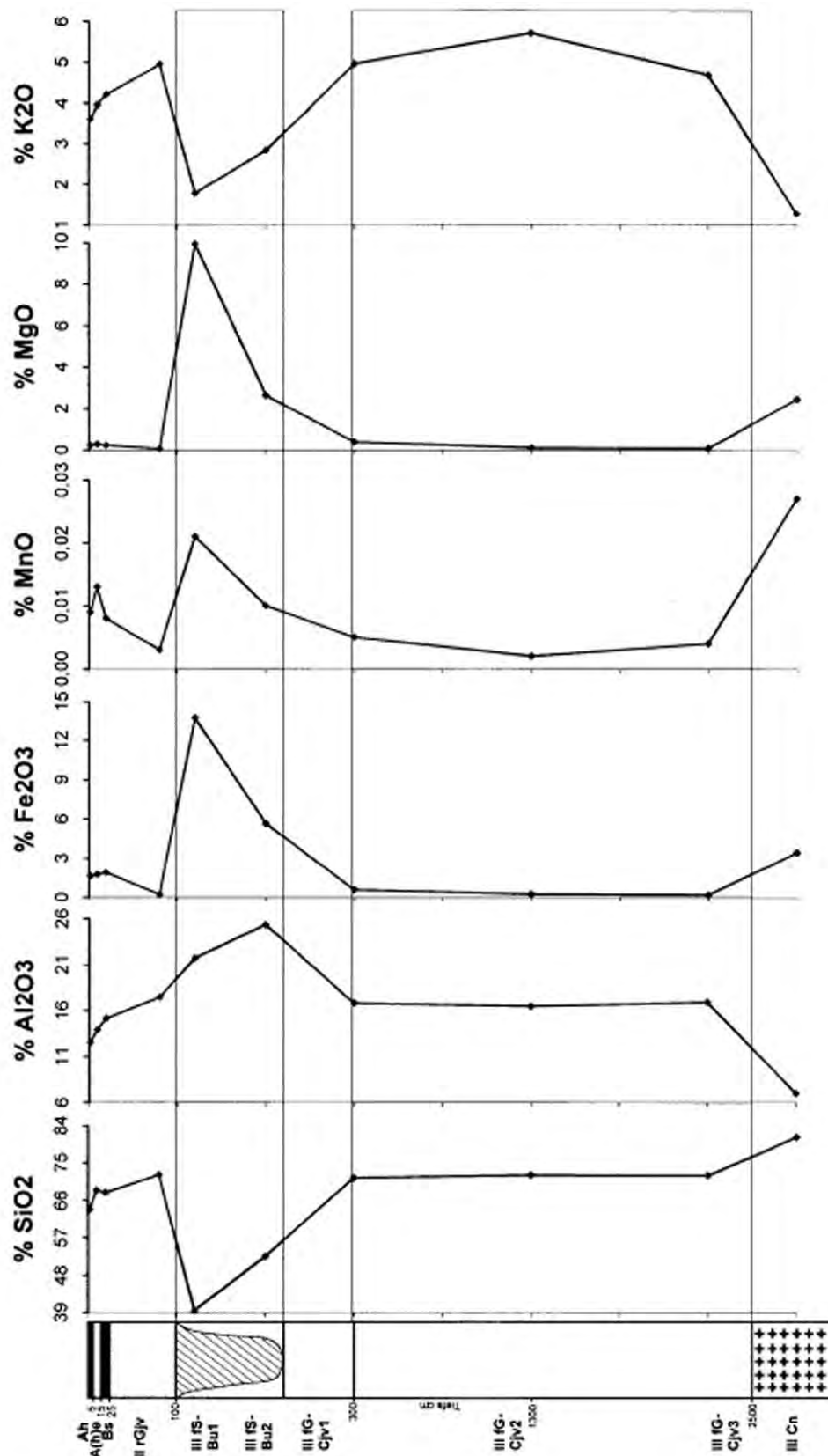
+ < 10%

++ 10-30%

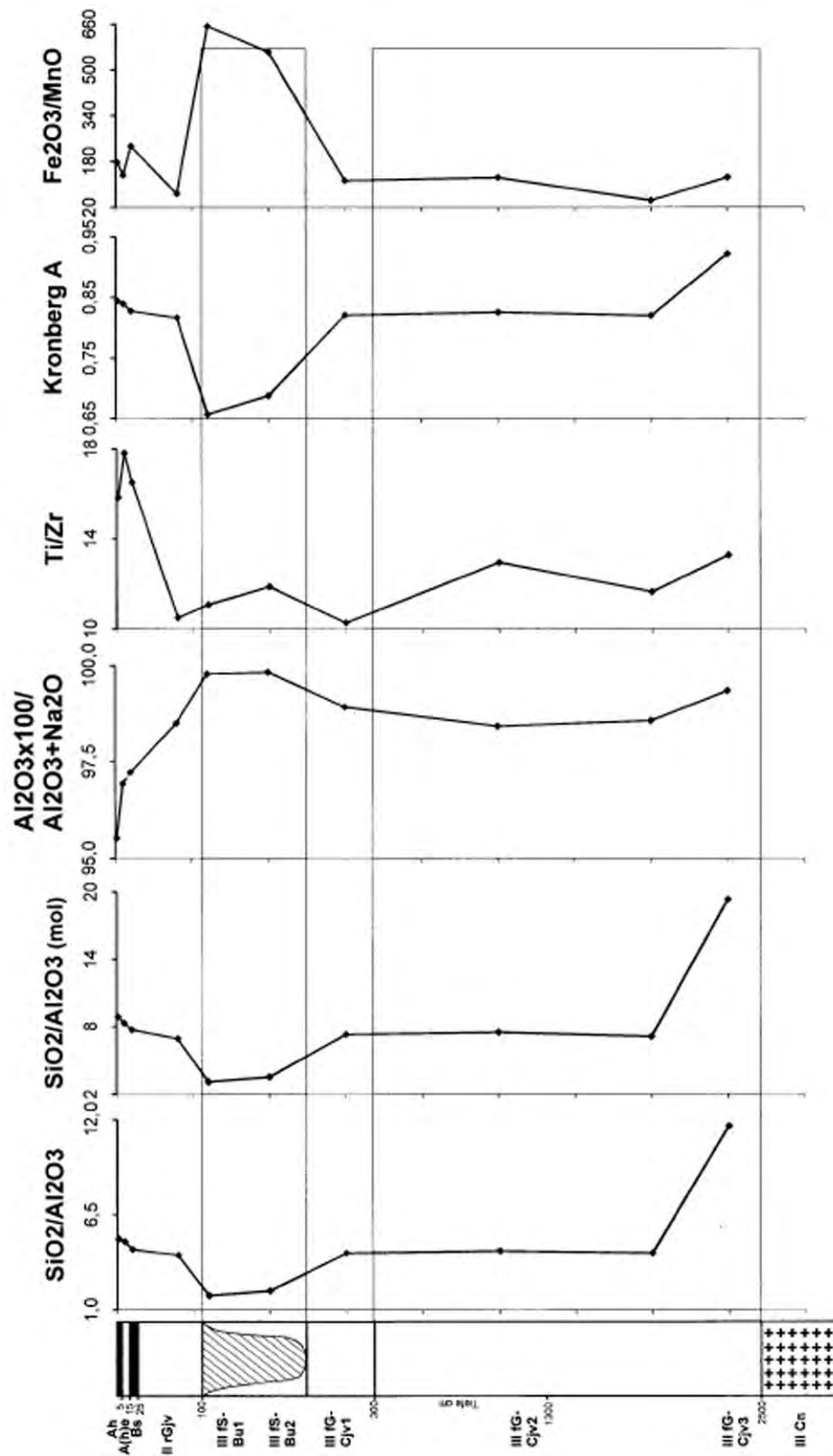
+++ 30-70 %

++++ > 70%

6. Halt: Tirschenreuth, Profil Rappauf (49,854698 N; 12,330308 E; 476 m)



6. Halt: Tirschenreuth, Profil Rappauf (49,854698 N; 12,330308 E; 476 m)

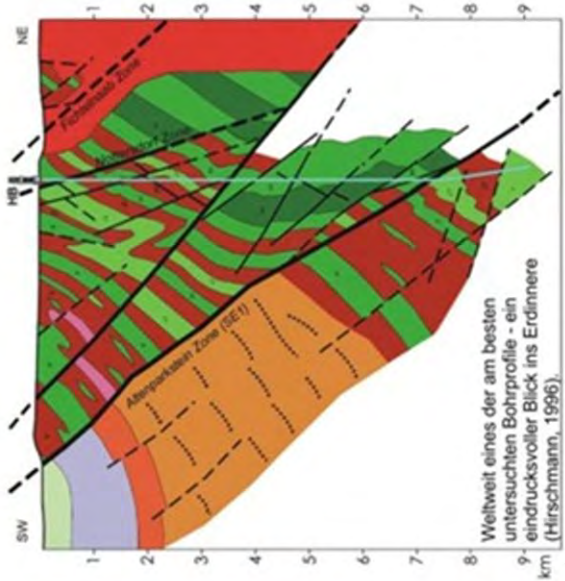
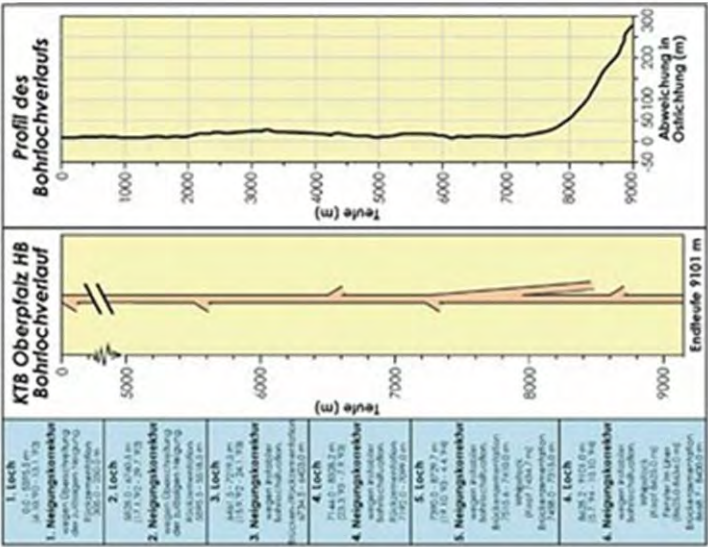


6. Halt: Tirschenreuth, Profil Rappauf
(49,854698 N; 12,330308 E; 476 m)

Rapport: Podsol über fossilem Pseudogley-Ferrallit aus Granitzersatz: Volumengewichte der Oxide (g/100 cm³) in % bezogen auf die Mengen im III C_n-Horizont

	RG g/100 cm ³	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	K ₂ O	TiO ₃
Ak	183	- 36 %	+ 45 %	- 62 %	- 92 %	+ 130 %	+ 80 %
A(k)I	183	- 36 %	+ 50 %	- 61 %	- 91 %	+ 135 %	+ 80 %
Bs	183	- 37 %	+ 3 %	- 59 %	- 93 %	+ 139 %	+ 7 %
II vCjv	176	- 39 %	+ 72 %	- 96 %	- 98 %	+ 160 %	- 71 %
III fS-Bu1	204	- 57 %	+ 271 %	+ 254 %	+ 250 %	+ 29 %	- 8 %
III fS-Bu2	214	- 42 %	+ 225 %	+ 95 %	- 3 %	+ 93 %	+ 14 %
III fG-Cjv1	210	- 30 %	+ 89 %	- 87 %	- 96 %	+ 198 %	- 23 %
III fG-Cjv2	209	- 30 %	+ 85 %	- 94 %	- 96 %	+ 242 %	- 9 %
III fG-Cjv3	218	- 27 %	+ 121 %	- 96 %	- 97 %	+ 191 %	- 2 %
III Cn	265	215,1 g = 100 %	18,55 g = 100 %	9,01 g = 100 %	6,5 g = 100 %	3,4 g = 100 %	0,58 g = 100 %

7. Halt: Windischeschenbach: KTB Tiefbohranlage



8. Halt: Kirchenthumbach:
(N 49° 44' 07'' N; 11° 44' 31'' E; 460 m)

kreidezeitlicher Boden

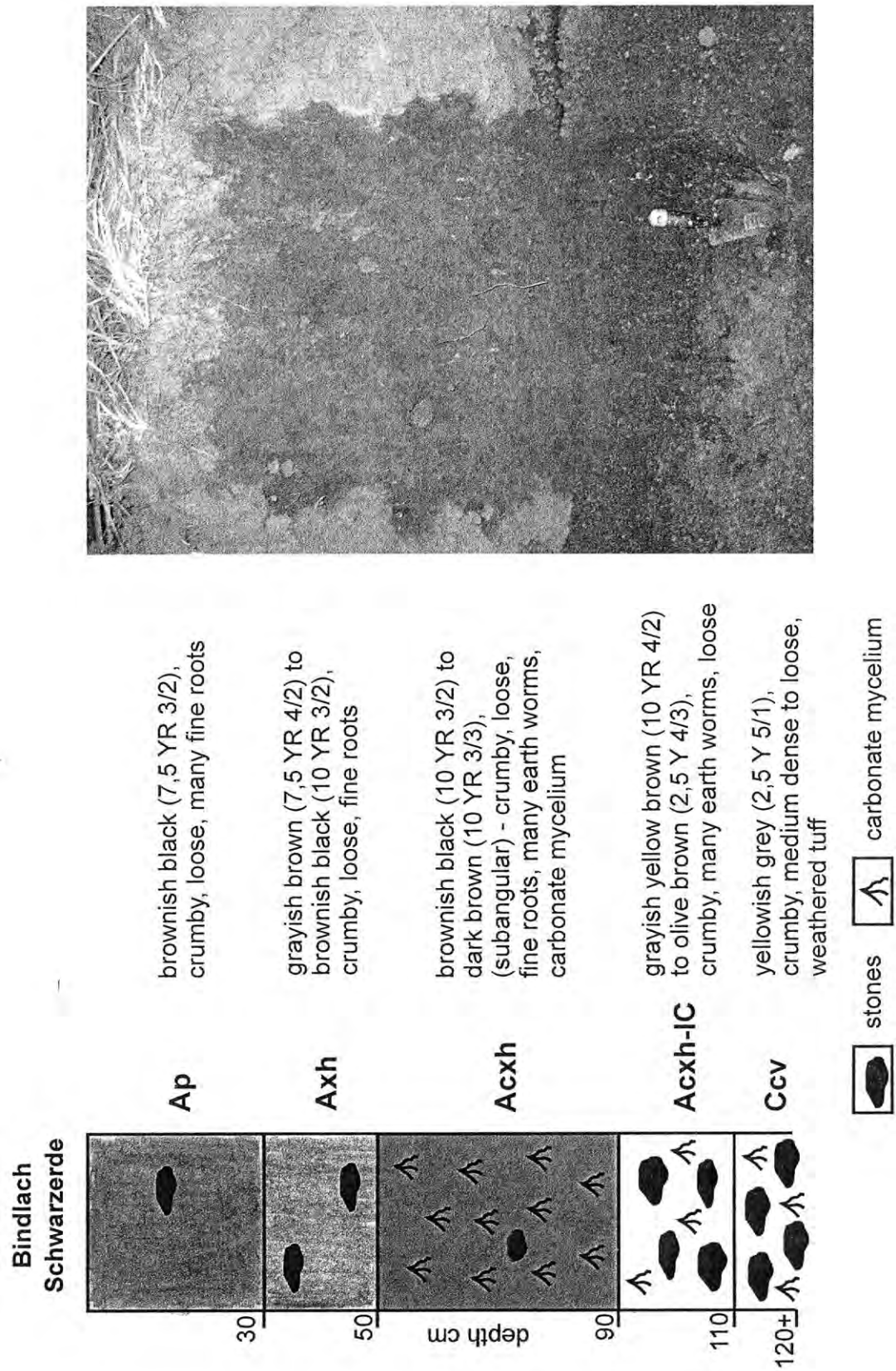


2. Samstag, 4.6.2011: Bindlach

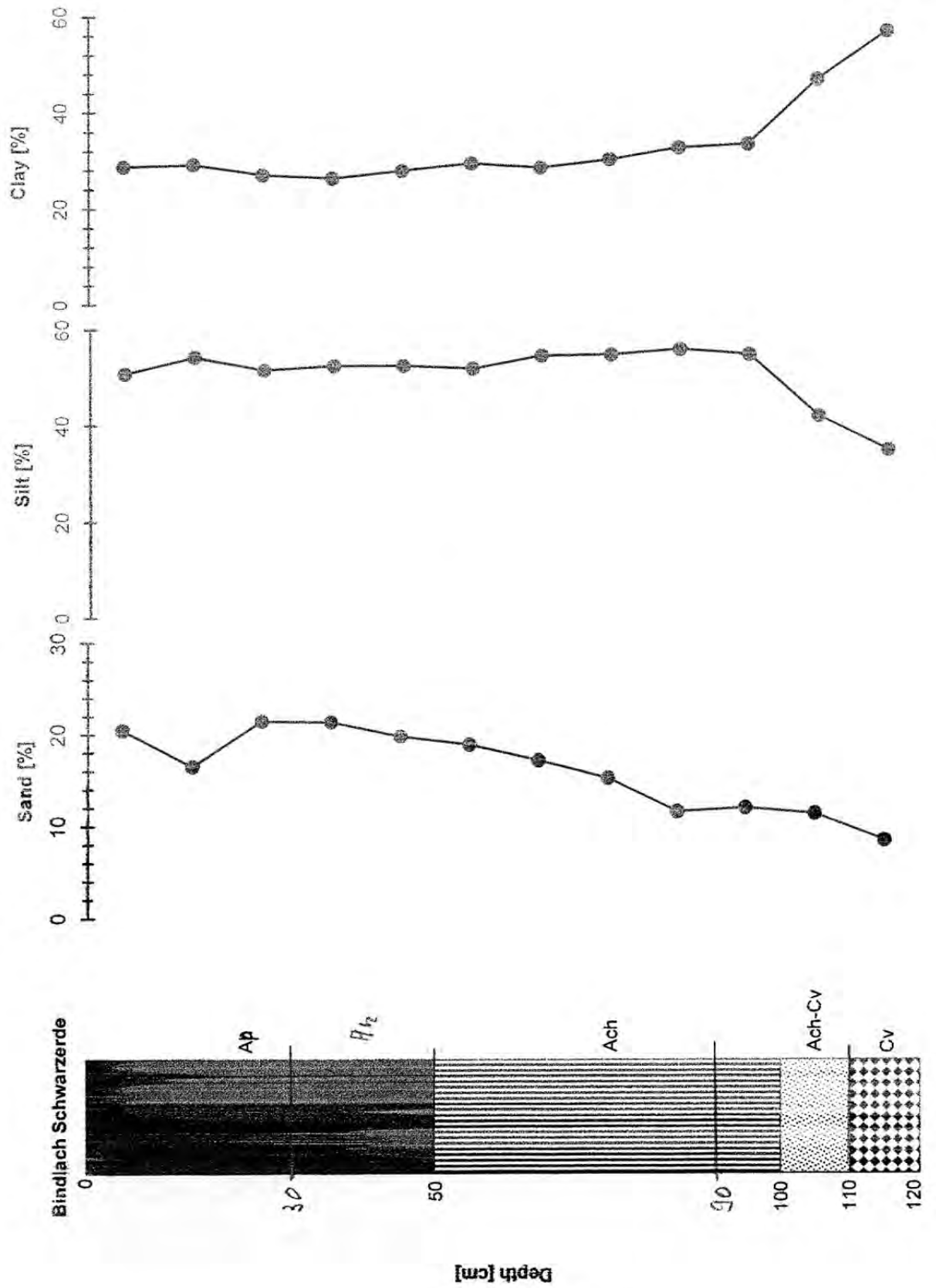
2.1 Schwarzerde

2.2 „Lößprofil“

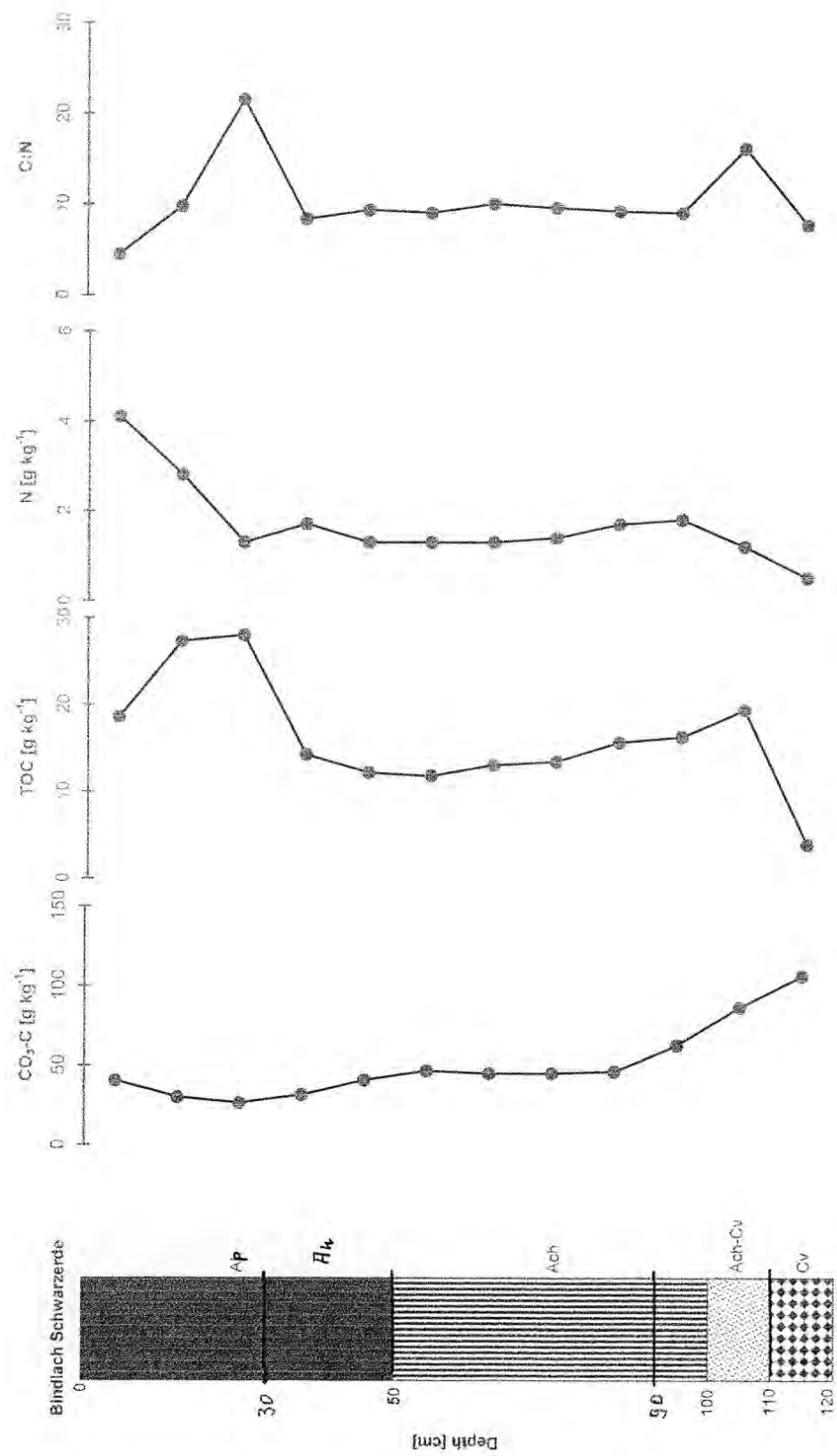
Bindlach



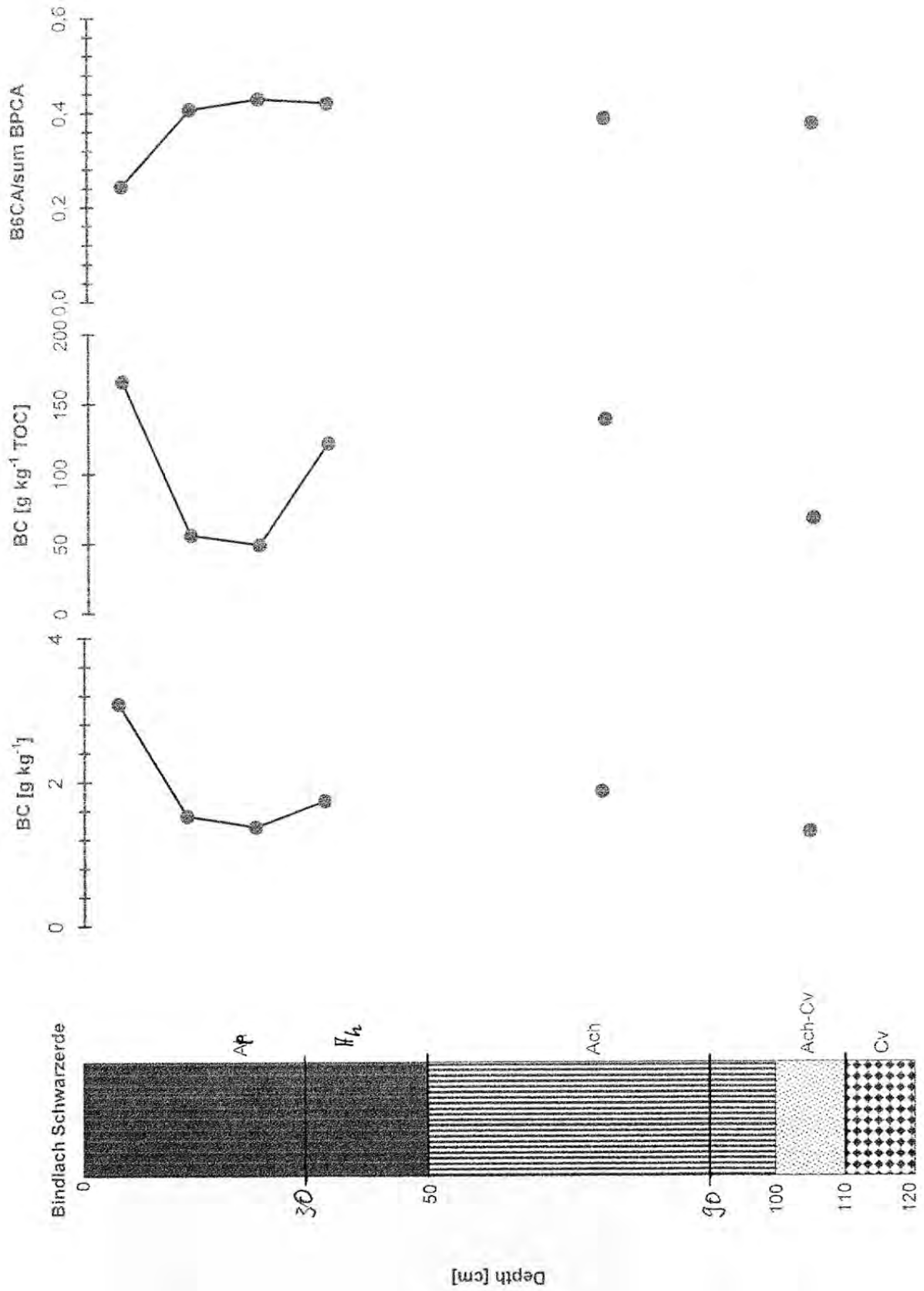
Bindlach



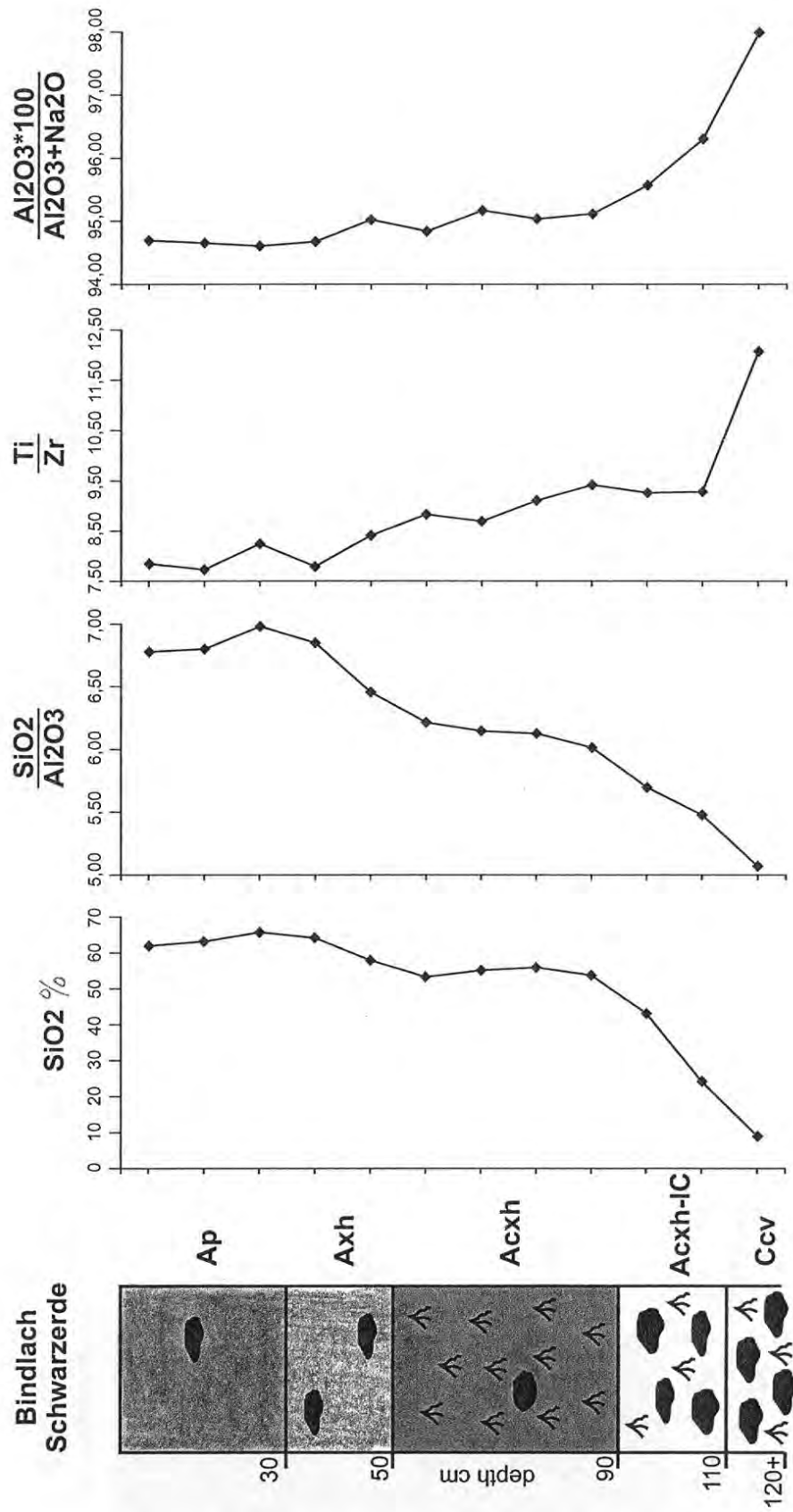
Bindlach



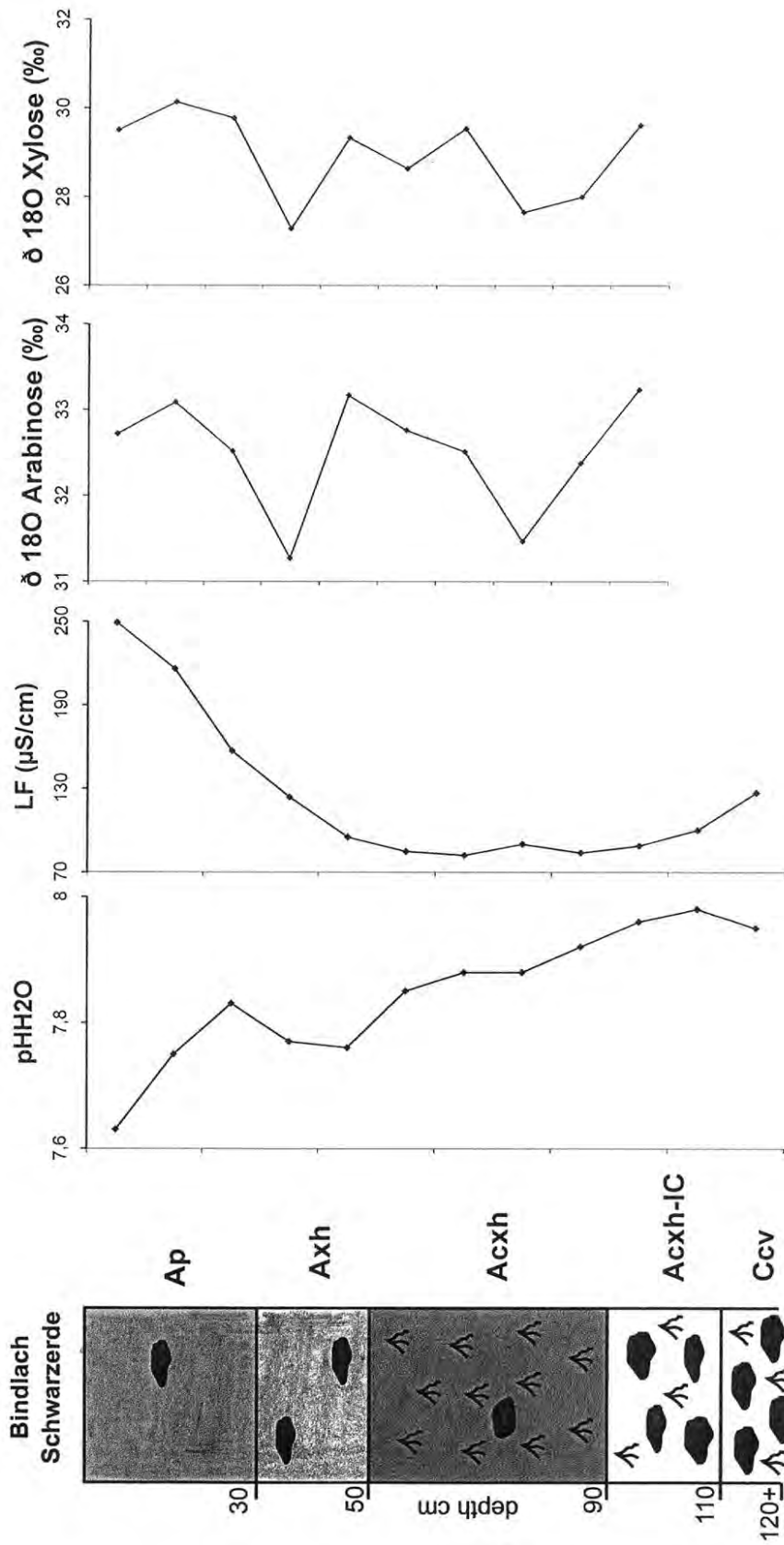
Bindlach



Bindlach



Bindlach



Exkursionspunkt P1 – Bindlach Löss über Riss-Schotter

Geologie der Umgebung

W: Hohe Warte: Keuper und Rättholias-Übergangsschichten

O: Bindlach und Oschenberg: Muschelkalk

S: Schamelsberg (Schlehenberg): vorwiegend Keuper, eine Stelle mit Muschelkalk

SW: Sophienberg: Ältere Sedimente aus Dogger ß (rund um BT schon wegerodiert)

Stratigraphie der Umgebung

Unterste Schicht: **Feuerletten** mit Pelosolprofil

Ko1: **Feuerletten-Räth-Übergang**, rund um die gleiche Höhe (Kuppen) => Rumpffläche, dann flächige Erosion und Eintalung durch Flüsse

Buntsandstein in BT bis 370 m mächtig

Keuper: Lagunenlandschaft mit ständig wechselnden Sedimentationsbedingungen (gutes geologisches Profil: Bodenmühle am Schamelsberg)

Jura: Überflutung durch Meer => mächtige Ablagerung, seither Abtragung

Vor 100 Mio Jahren: Tektonik

Bindlacher Ebene: Lösslehm, darunter Steinachschotter, Abbau durch Fa. Weidmar

Profil 1: Löss über Riss-Schotter

Bodentyp: **Pseudogley-Parabraunerde** (SS-LL)

Substrattyp: Kolluviallehmschluff (uk-lu)

Humusform: rohhumusartiger Moder

Stratigraphie:

- Löss, entkalkt (LGM)
- -tonreicher Bv (Mittelwürm)
- Bleichzone (Frühwürm)
- fBt (Eem)
- Riss-Schotter der Steinach
- Riss-Sande



Horizont	Kurzbeschreibung	T	U	S	pH (CaCl ₂)	Feo	Fed	Farbe feucht	nähere Erläuterungen		m
1	Ap	--	--	--	--	--	--	--	rezente Parabraunerde mit unterschiedlichen Erosionsstadien		0
2	AhBt	32,5	35,7	31,8	6,0	0,27	1,68	7,5 YR 3/43	schwarzerdenähnlich		
3	Muschelkalkschutt mit Kryoturbationen	--	--	--	--	--	--	--	schwankende Mächtigkeit		
4	BtCv aus Sandlösslehm	24,7	47,8	27,5	6,3	0,06	1,08	10 YR 5/5	teilweise kryoturbat verbogen, vereinzelte Toninfiltration (dunkelbraune Überzüge) auf dem gelbbraunen Lösslehm		1
5	Lösslehm	34,6	50,8	14,6	6,5	0,06	1,61	10 YR 5/6	ab hier: intensive rostgelbe Fleckung		
6	Nassboden mit Lösslehm	33,8	48,7	17,5	6,0	0,10	1,45	7,5 YR 5/8			2
7											
8	Sandlösslehm	38,4	39,6	22,0	5,7	0,15	1,62	10 YR 4/6			
9	Lösslehm	39,1	49,4	11,0	5,5	0,18	1,48	10 YR 4/4	rötlichbraunes Spülsediment (Humusgehalt 0,94 %)		
10	Humuszone verlagert	43,2	42,7	14,1	5,6	0,22	1,91	10 YR 4/6	verlagertes, pseudovergleytes Humuszonematerial (Humusgehalt 0,94 %)??		3
11	Sandlösslehm mit Kiesen	23,2	54,8	22,0	5,8	0,16	1,07	10 YR 5/6			
12	Humuszone mit Holzkohle, pseudovergleyt, verlagert	22,5	52,0	25,5	6,2	0,20	1,12	10 YR 4/4			4
13	Fließerde aus Lösslehm mit Steinachschottern aus rötlichbraunem Bt-Material	16,0	41,5	42,5	5,5	0,24	1,20	7,5 YR 4/6	Solifluktionshorizont aus kristallinen Steinachschottern und -sandem sowie Lösslehmmaterial + kräftiges braunes Material der liegenden letzterglazialen Parabraunerde		5
14	Terrassenmaterial T ₃	14,4	6,7	78,9	6,6	0,14	0,77	7,5 YR 3			6

Altwürm-
humuszone
mindestens
zweigeteilt

