



**Geologische Karte von Bayern
1 : 25 000**

**Erläuterungen zum Blatt
7145 Schöfweg**



geologie



Geologische Karte von Bayern
1 : 25 000

Erläuterungen zum Blatt
7145 Schöfweg

Bearbeiter:
Dr. Ulrich Blaha

77 Seiten, 22 Abbildungen, 1 Tabelle, Augsburg 2010

Impressum

Geologische Karte von Bayern 1: 25000
Erläuterungen zum Blatt 7145 Schöfweg
ISBN: 978-3-936385-76-2

Herausgeber:

Bayerisches Landesamt für Umwelt (LfU)
Bürgermeister-Ulrich-Straße 160
86179 Augsburg
Tel.: (08 21) 90 71 - 0
Fax.: (08 21) 90 71 - 55 56
E-Mail: poststelle@lfu.bayern.de
Internet: www.lfu.bayern.de

Bearbeitung/Text/Konzept:

LfU, Referat 102, Dipl.-Geol. Dr. Ulrich Blaha

Redaktion:

LfU, Referat 101, Dr. Johann Rohrmüller

Bildnachweis:

Dr. Ulrich Blaha

Titelfoto:

Blick in Ostnordost-Richtung auf den kuppig zerteilten Bereich der Diatexite mit dem Steinbruch Saunstein in der Bildmitte. Der Aufnahmestandpunkt ist auf dem Höhenrücken westsüdwestlich des Pfarrhofs südlich Innenzell. Der Rücken liegt im Bereich der metatektischen Biotit-Plagioklas-Gneise. Im Vordergrund rechts sind die Gebäude des Pfarrhofs zu sehen.

Druck:

Kessler Druck + Medien GmbH & Co. KG, Michael-Schäffer-Str. 1, 86399 Bobingen

Gedruckt auf Papier aus 100% Altpapier

Stand:

Oktober 2010, 1. Auflage

Diese Druckschrift wurde mit großer Sorgfalt zusammengestellt. Eine Gewähr für die Richtigkeit und Vollständigkeit kann dennoch nicht übernommen werden. Sofern in dieser Broschüre auf Internetangebote Dritter hingewiesen wird, sind wir für deren Inhalte nicht verantwortlich.

Inhaltsverzeichnis

	Vorwort	5
1	Naturräumlicher Überblick	7
2	Erdgeschichte	11
3	Gesteinsfolge	18
3.1	Moldanubikum	18
3.1.1	Metamorphe Magmatite	18
3.1.1.1	Biotit-Amphibolit	18
3.1.1.2	Amphibolit	18
3.1.1.3	Basische metamorphe Magmatite	19
3.1.2	Metamorphe Sedimentgesteine	20
3.1.2.1	Diatektischer Gneis	21
3.1.2.2	Metatektischer Biotit-Plagioklas-Gneis	21
3.1.2.3	Metatektischer Cordierit-Sillimanit-Kalifeldspat-Gneis	23
3.1.2.4	Biotit-Plagioklas-Gneis, metablastisch („Perlgneis“)	23
3.1.2.5	Kalksilikatgestein	25
3.1.3	Anatektische Gesteine und damit verbundene frühe Granitoide	26
3.1.3.1	Dunkler Diatexit („Palit“)	26
3.1.3.2	Heller Diatexit	31
3.1.3.3	Ödwieser Granodiorit („Paragranodiorit“)	32
3.2	Variszische Magmatite	34
3.2.1	Plutonite	34
3.2.1.1	Fürstensteiner Pluton	34
3.2.1.2	Quarzdiorit	35
3.2.1.3	Granodiorit mit Biotit-Nestern	35
3.2.1.4	Granodiorit	36
3.2.1.5	Granit, mittelkörnig, flaserig, porphyrisch	37
3.2.1.6	Granit, mittelkörnig	38
3.2.1.7	Granit, feinkörnig	39
3.2.2	Ganggesteine	40
3.2.2.1	Biotit-Muskovit-Granit	40
3.2.2.2	Granit, mittelkörnig	40
3.2.2.3	Granit, feinkörnig	42
3.2.2.4	Pegmatit-Einschaltung	42

3.2.2.5	Aplit-Einschaltung	42
3.2.2.6	Einschaltung von Hornblende-Diorit, gangförmig („Nadeldiorit“)	43
3.2.2.7	Rhyolith bis Dacit („Porphyrit“)	43
3.2.3	Mineralgänge	45
3.2.3.1	Quarz-Gang	45
3.2.3.2	Pb-Zn-Vererzung	45
3.3	Tektonite	46
3.3.1	Kataklase	46
3.3.2	Mylonitisierung	46
3.3.3	Bayerischer Pfahl	47
3.3.3.1	Mylonit, verquarzt	47
3.3.3.2	Mylonit, undifferenziert („Pfahlschiefer“)	47
3.4	Tertiär	48
3.5	Quartär	48
3.5.1	Pleistozän	48
3.5.1.1	Wanderschutt	49
3.5.1.2	Fließerde und Blockschuttbestreuung	49
3.5.2	Holozän	50
3.5.2.1	Abschwemmmassen	50
3.5.2.2	Schwemmkegel oder -fächer	50
3.5.2.3	Talfüllungen, polygenetisch	51
3.5.2.4	Bach- und Flussablagerungen	51
3.5.2.5	Torf und Anmoore	51
3.5.2.6	Künstliche Ablagerungen und künstlich verändertes Gelände	52
4	Tektonischer Bau	53
5	Geologische Aufschlüsse und Geotope	57
5.1	Steinbrüche	57
5.2	Straßen- und Wegaufschlüsse	59
5.3	Natürliche Aufschlüsse	60
5.4	Historischer Bergbau	61
6	Bohrungen	63
6.1	Profil der Forschungsbohrung Abtschlag	63
6.2	Ausgewählte Rammkern-Sondierprofile	64
7	Literatur	66
8	Glossar	71

Vorwort

Die Bearbeitung der Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt 7145 Schöfweg, erfolgte im Rahmen des EU-Projektes „Schaffung geologischer und hydrogeologischer Informationsgrundlagen“. Zielsetzungen waren die geologische Aufnahme des Grundgebirges, die petrographische Bearbeitung sowie die Erfassung tertiärer und quartärer Bildungen. Am Ende stand die Zusammenführung aller geologischer Daten in moderner Form auf einem Kartenblatt. Der Auftrag für die Kartierung wurde an die Universität Tübingen, Institut für Geowissenschaften, Lehrstuhl für Geochemie übertragen und vom Frühsommer 2002 bis zum Herbst 2003 innerhalb von 18 Monaten durchgeführt.

Zahlreiche Hinweise und anregende Diskussionen verdankt der Verfasser Prof. Dr. Siebel, Universität Tübingen, und Kollegen an der Universität Tübingen sowie den im EU-Projekt kartierenden Kollegen.

Von Blatt Schöfweg existierte eine Manuskriptkarte aus den 1930er bzw. 1940er Jahren aus dem Archiv des Bayerischen Geologischen Landesamtes, die zur Verfügung gestellt wurde. Von früheren Arbeiten durch Georg Troll und Lothar Steiner standen zusätzlich Dünnschliffe von der Universität München zur Auswertung zur Verfügung. Für die Quartär-Bearbeitung lieferte die Übersichtsbodenkarte 1 : 25 000 (ÜBK 25) hilfreiche Informationen.

Weitere wichtige Informationen über die Geologie des Blattgebietes liefern TROLL (1967) mit einer geologischen Übersichtskarte, STEINER (1968 und 1972) mit Untersuchungen der Palitgesteine und TROLL & WINTER (1969) mit petrographischen und geochemischen Untersuchungen.

Im Rahmen des Kartenwerkes Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000 des Bayerischen Landesamtes für Umwelt (LfU) enthalten die Erläuterungen eine relativ kurz gefasste Beschreibung der Kartiereinheiten und deren Gesteinseigenschaften. Die Erläuterungen bieten somit Hilfestellungen zur Deutung der Karteninhalte. Auf wissenschaftliche Diskussionen wird weitgehend verzichtet. Literaturhinweise sind auf wesentliche Publikationen begrenzt.

1 Naturräumlicher Überblick

Das Kartenblatt 7145 Schöfweg liegt im Bayerischen Wald. Es umfasst die Landkreise Regen im NW, Deggendorf im SW, sowie Freyung/Grafenau im E. Das Gebiet kann in einen NE-Teil mit mittleren Höhenlagen von 500 bis 700 m ü. NN mit eher kuppiger, flachwelliger Prägung sowie einen SW-Teil mit größtenteils Höhenlagen zwischen 700 bis 1000 m ü. NN und vorwiegend steileren Geländeformen eingeteilt werden. Der NE-Teil ist stark durch tertiäre Rumpfflächen und pleistozäne bis holozäne Ablagerungen geprägt. Der SW-Teil zeigt vorwiegend steileres und felsigeres Gelände.

Die höchste Erhebung ist der Brotjacklriegel (Abb. 1) im SW mit 1016 m ü. NN (die Angabe auf der topographischen Karte ist 1010,6 m, die übrige Literatur spricht von 1016 m). Ein Aussichtsturm auf dem Brotjacklriegel eröffnet nach N den Blick auf das Bayerisch-Tschechische Grenzgebiet mit Ra-



Abb. 1: Brotjacklriegel aus Südost-Richtung von Punkt: R 45 92 750, H 54 07 700; im Vordergrund die Ansiedlung Fradlberg und am Osthang des Brotjacklriegels die Ortschaft Daxstein; gut erkennbar der Mittelgebirgscharakter im SW-Teil des Gebietes mit steilen Hängen und großen Höhenunterschieden in Richtung Donauebene.

chel und Lusen, nach NW auf den Arber und nach S auf die Donauebene sowie bei guten Sichtverhältnissen auch auf die Alpen.

Die geographisch tiefstliegenden Bereiche sind das Tal des Gneistinger Baches bei Padling (ca. 450 m ü. NN) am W Blattrand sowie das Tal der Mitternacher Ohe (ca. 470 m ü. NN), S des Marktes Schönberg, am E Blattrand.

Die Geologie des Gebietes ist durch den **Paragneisrahmen**, die **Pfahlstörung** und die **Diatexite („Palite“)** SW des Pfahls bestimmt (Abb. 2). Der Paragneisrahmen stellt einen polymetamorph überprägten Bereich aus Biotit-Plagioklas-Gneisen mit Kalksilikat- und Metabasit-Einschaltungen (SW des Pfahls) bzw. aus Cordierit-Sillimanit-Kalifeldspat-Gneisen (NE des Pfahls) dar. Die Edukte der heutigen Gneise wurden vor 500–600 Ma am damaligen Nordrand Gondwanas abgelagert (GEBAUER 1984).

Die Störungslinie des Bayerischen Pfahls verläuft durch die NE-Ecke des Kartenblattes (Abb. 2). Sie erstreckt sich über mehr als 150 km von Schwarzenfeld in der Oberpfalz bis nach Oberösterreich und teilt den Bayerischen Wald in den Hinteren (Inneren) Bayerischen Wald NE der Störung und in den Vorderen Bayerischen Wald SW davon.

Es handelt sich um eine steil stehende Scherzone, in der Mylonite und Ultramylonite sowie Kataklasite auftreten. Im Blattgebiet wurde sie mit einer maximalen Breite von ca. 750 m angetroffen. Typischer Pfahlquarz, wie von anderen Lokalitäten z. B. bei Weißenstein S von Regen oder bei Viechtach bekannt, tritt auf Blatt Schöfweg nicht auf.

Die dunklen Diatexite („Palite“) stellen zusammengefasst eine Assoziation von granitisch-granodioritischen bis dioritischen Gesteinen dar, die als ganzes Merkmale von Metamorphiten, als auch von Magmatiten aufweisen und in auffälliger Weise mafische Schollen und Kalifeldspatgroßkristalle führen. Der Gesteinskomplex begleitet die Pfahlstörung auf ihrer SW-Seite, SW von Regen beginnend bis nach Altreichenau SE des Dreisessels über eine Länge von ca. 50 km mit einer Breite von 5 bis 7 km.

Hydrologisch lässt sich das Gebiet in drei größere Einheiten nach den jeweiligen Wassereinzugsgebieten gliedern. Die Haupttrichtungen im Entwässerungssystem sind durch die Tektonik bzw. die Hauptkluftrichtungen der

Gesteine bestimmt. Tertiärer Zersatz (teils mit gesicherten Mächtigkeiten zwischen 15 und 20 m) und pleistozäne Fließerden fungieren als Wasserspei-

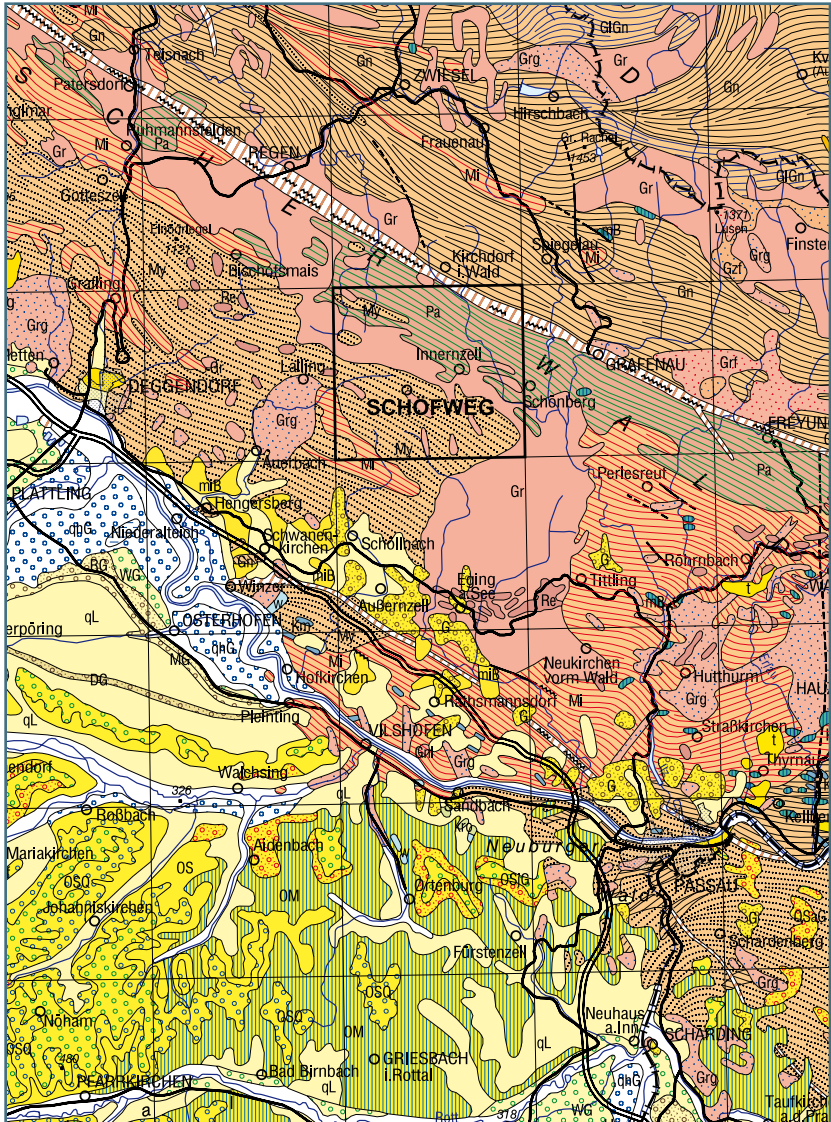


Abb. 2: Lage des Kartenblattes 7145 Schöfweg (Ausschnitt aus der Geologischen Karte 1 : 500 000).

cher. Kleine Brunnen bzw. Wasserfassungen in Gebieten mit Zersatz oder Fließerdebedeckung findet man häufig.

Auf dem Blattgebiet ist heute nur noch der Steinbruch Saunstein in Betrieb. Dort wird Dunkler Diatexit des Koxberges zur Schotterproduktion abgebaut. Ein weiterer Steinbruch bzw. Abbau NE von Kaltenbrunn ist noch zeitweise in Betrieb. In ihm wird tertiärzeitlicher Kristallingesteinszersatz (Saprolith) abgebaut. Kleinere, aufgegebene Steinbrüche findet man häufig.

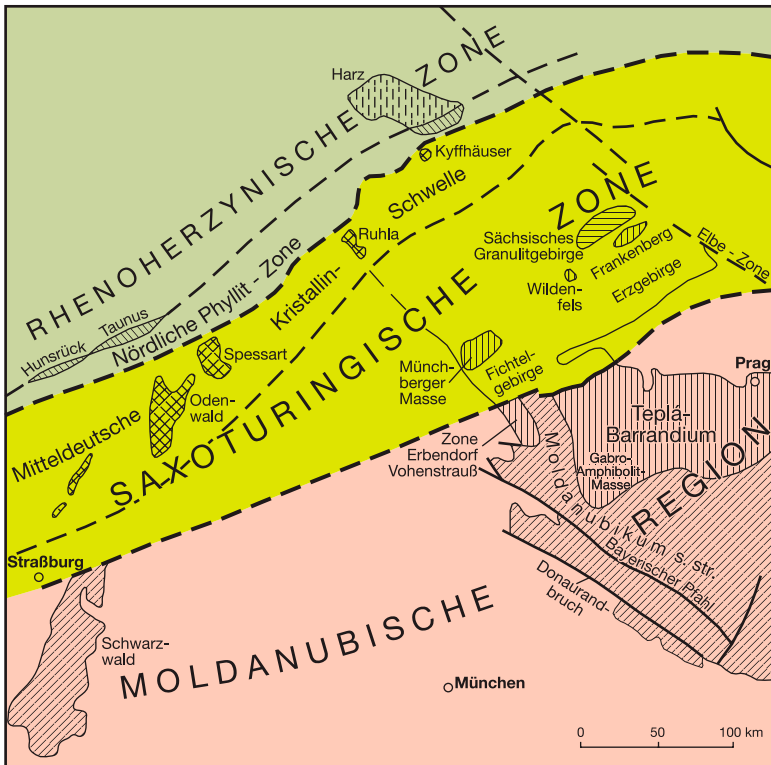


Abb. 3a: Zonengliederung des mitteleuropäischen Variszikums.

2 Erdgeschichte

Der Bayerische Wald ist Teil des Ostbayerischen Grundgebirges und gehört damit zum Westteil der Böhmisches Masse. Das Gebiet zählt zum **Moldanubikum** und bildet den mitteleuropäischen Abschnitt des Variszischen Orogens. Geographisch gesehen umfasst die Moldanubische Region in Bayern den Oberpfälzer Wald und den Bayerischen Wald mit Regensburger Wald.

Der Varisziden-Gürtel Mitteleuropas ist das Ergebnis sequenzieller Kollision mehrerer, von Gondwana abstammender Krustenfragmente (peri-Gondwana terranes) im **Devon** und **Karbon**. Es kam zu großräumigen Überschiebungen, und Gesteine, die ursprünglich weit voneinander entfernt gebildet worden waren, gerieten in Kontakt. Das **Teplá-Barrandium** und die Hochtemperatur-Niederdruck-metamorphen Gesteine, die im Westen und Süden daran angrenzen, wurden von KOSSMAT (1927) als „Moldanubische Region“ zusammengefasst (Abb. 3a und b). Diese Hochtemperatur-Niederdruck-metamorphen Anteile der Böhmisches Masse werden auch als **Moldanubikum sensu stricto (s. str.)** bezeichnet. Das Teplá-Barrandium wurde bei der variszischen Gebirgsbildung über die Gesteine des Moldanubikums s. str. geschoben. Das **Moldanubikum s. str.** ist ein komplexer Gesteinsverband mit paläozoischen und auch neoproterozoischen Protolithaltern sowie zusätzlich mesoproterozoischen Anteilen (Dobragneis und granitoider Orthogneis Südböhmens), deren tektonostratigraphische Position noch unklar ist. Die Kristallisation des Dobra Orthogneises wurde von GEBAUER & FRIEDL (1994) auf 1,38 Ga datiert.

Im Moldanubikum s. str. dominieren vor allem im bayerischen Anteil Gebiete mit einer monotonen grauwackenpelitischen Abkunft („Monotone Gruppe“ = vorwiegend Paragneise mit Kalksilikateinlagerungen) mit wenigen Einschaltungen von ehemaligen basischen und sauren Magmatiten. Die Sedimentation dieser Abfolge erfolgte an einem ehemaligen passiven Kontinentalrand. Daneben existieren Zonen mit einer sogenannten bunten Abfolge („Bunte Gruppe“ = Paragneise mit Amphiboliten, Marmor, leukokraten Gneisen, Graphiteinlagerungen), die als ehemalige vulkano-sedimentäre Abfolgen anzusehen sind. Die Eduktgesteine (Sedimente und Magmatite) dürften höchstwahrscheinlich neoproterozoischen bis altpaläozoischen Alters (z. B. **Silur** bei Rittsteig) sein. Im südöstlichen Teil des Bayerischen Waldes – in der Umgebung von Passau – ist basischer bis saurer Magmatismus des obersten **Neo-**

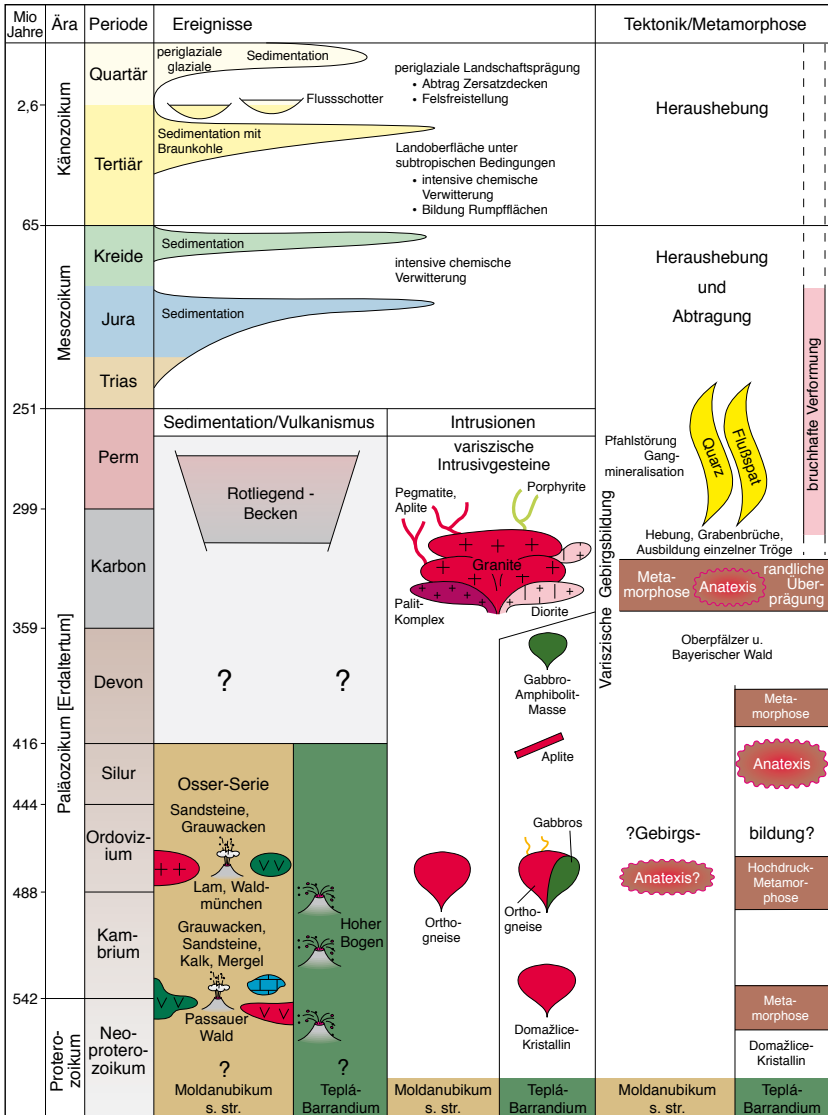


Abb. 3b: Geologische Entwicklung des Bayerischen Waldes.

proterozoikums durch Zirkonalter von 550 Millionen Jahre (Ma) (TEIPEL ET AL. 2004) belegt (Abb. 3b).

Im österreichischen Teil der Böhmisches Masse werden die Serien unterteilt in Drosendorf-Einheit (vorwiegend „Bunte-Gruppe“), Ostrong-Einheit (vorwiegend „Monotone Gruppe“) und Gföhl-Einheit (mit Hochdruck-metamorphen-Gesteinen). Im Waldviertel ist der Aufbau des Moldanubikums durch eine großräumige Überschiebungsstruktur gekennzeichnet, bei der die Gföhl-Einheit mit Nord- bis Nordnordost-Überschiebungsrichtung über der Drosendorf-Einheit liegt. Die metamorphen Serien des westlichen Oberösterreichs und Bayerns werden als Bavarikum bezeichnet (FUCHS 1976).

Im Moldanubikum s. str. sind sedimentäre Strukturen meist nur im großräumigen Wechsel zwischen unterschiedlichen lithologischen Einheiten erkennbar. Die Gesteine sind durch eine polyphase duktile Deformation und durch einen meist mehrphasigen Metamorphoseverlauf gekennzeichnet. Vor 380 Ma erfolgte die metamorphe Hauptprägung der Gesteine (sogenannte Mittel- druck-Metamorphose) der Gabbroamphibolitmasse (GAM). Die GAM, das Gebiet um Furth im Wald und Neukirchen b. Hl. Bl., bildet den Südwestteil des Teplá-Barrandiums und besteht vorwiegend aus Amphiboliten, Gabbros und Dioriten sowie wenigen Gneisen. Ihre Randbereiche wurden um 330 bis 320 Ma bei deutlich niedrigeren Druckbedingungen, d.h. in geringerer Tiefe, überprägt. Aus dem Gebiet der heutigen moldanubischen Gneise liegen Informationen erst für den Zeitraum um 340 Ma vor. Zu dieser Zeit wurden die Granulite des Passauer Waldes gebildet. Ihre Metamorphosebedingungen (Mittel- bis Hochdruckbildungen) zeigen uns Versenkungstiefen von über 30 km auf. Nach der granulitfaziellen Metamorphose wurden die Gesteinsserien unter immer noch sehr heißen Bedingungen (um 800°C) in einen Tiefenbereich von 11 bis 17 km befördert. Hier erfolgte die für das Moldanubikum s. str. charakteristische Hochtemperatur-Niederdruck-Regionalmetamorphose bei Drücken von ca. 3,5 bis 6 kbar und Temperaturen von 650 bis 800°C, teilweise waren die Temperaturen noch höher. Im südöstlichen Bayerischen Wald ist ein Anstieg in den Metamorphosebedingungen um ca. 200°C und 2 bis 4 kbar festzustellen. Die HT-NP-Metamorphose führte in den Paragneisen zur Ausbildung der typischen Cordierit-Sillimanit-Kalifeldspat-Gneise. Unklar ist, ob alle Gneise jemals in den großen Tiefen der Granulite waren. Während im südböhmischen Moldanubikum die Hochtemperatur-Niederdruck-metamorphe Hauptprägung um 335 bis 340 Ma ablief, geben uns Mineralalter aus dem westlich anschließenden bayerischen Teil des Moldanubikums Informationen darüber, dass die weitere Metamorphoseentwicklung dort länger andauerte und teilweise bis zur Aufschmelzung (Anatexis) führte. Die Bezeichnung

„Bavarikum“ für diesen Teil des Moldanubikums sensu stricto drückt diese Entwicklung aus. Nach dem heutigen Stand der Untersuchungen treten die jüngsten Metamorphosealter für die dominierende Niederdruck-Hochtemperatur-Regionalmetamorphose der Cordierit-Sillimanit-Kalifeldspat-Gneise mit ca. 317 Ma im Südwesten und im Regensburger Wald auf. Im Nordosten, im Grenzbereich zu Tschechien liegen die Alter um 323 bis 330 Ma, im Gebiet zwischen der Pfahlzone und der Donaustörung um 320 Ma. Eine Besonderheit mit niedrigeren Metamorphosebedingungen stellt das Gebiet um Rittsteig-Lam dar. Dort erreichten die Temperaturen der Metamorphose meist nur 500 bis 600°C und die Druckbedingungen lagen bei ca. 3,5 bis 4,5 kbar. Dies entspricht einer Versenkungstiefe von maximal etwa 13 km. Die bei der hochgradigen Metamorphose durch teilweise Aufschmelzung entstandenen Gesteine werden allgemein als Migmatite bezeichnet. Die Phase der Migmatisierung im Zeitraum von 321 bis 327 Ma ist meist mit einer Leukosombildung verbunden. Ausgehend von den metatektischen Gneisen über diatektische Gneise entstanden bei sehr weit fortgeschrittener Aufschmelzung Diatexite. Die Anatexis nimmt von Nordosten her zur Pfahlzone hin zu und tritt hauptsächlich im Gebiet südwestlich des Bayerischen Pfahls auf. Es existieren sowohl paragene (aus sedimentärem Ausgangsmaterial entstandene) als auch orthogene (aus magmatischem Ausgangsmaterial entstandene) Diatexite.

Der polymetamorphe Charakter und die komplexe tektonische Entwicklung der Gesteine lassen noch viele Fragen offen. Die zu beobachtenden Strukturen (Schieferung, Falten und Lineationen) resultieren meist aus einer mehrphasigen Verformung der Gesteine. Generell ist im ostbayerischen Raum festzustellen, dass bei variszisch angelegten, großräumigen Strukturen (Streichen der Lithologien, Schieferung und Falten) ältere Südwest–Nordost streichende Strukturen von jüngeren Südost–Nordwest streichenden überprägt werden.

In die im anatektischen Zustand befindliche Kruste drangen Gesteinsschmelzen ein, die von ihrem ursprünglichen Entstehungsort in höher gelegene Krustenpartien aufstiegen und hier – noch tief im Erdinneren – in Form von großen „Plutonen“ oder als schmale Gänge wieder erstarrten. Granite machen im heutigen Anschnittniveau im Bayerischen Wald große Areale aus. Sie sind nach ihrer Zusammensetzung meist durch Aufschmelzungsprozesse in der mittleren und tieferen Erdkruste aus ehemaligen Sedimentgesteinen abzuleiten. Dagegen sind die Diorite teilweise als ehemalige Schmelzen

mais und Zwiesel vorkommenden Pegmatite (z. B. Stanzen, Hühnerkobel) sind als pegmatitische Restphasen im Zusammenhang mit dieser jungvariszischen Intrusiventwicklung zu sehen. Gehäuft im Hauzenberger Pluton und seiner Umrandung treten postgranitische Ganggesteine gehäuft auf. Diese rhyolithischen bis basalt-andesitischen, meist Nordwest streichenden, steilstehenden Gänge („Porphyrite“) sind vor ca. 300 Ma eingedrungen.

Nach dem letzten Höhepunkt der variszischen Gebirgsbildung mit der durchgreifenden Niederdruck-Metamorphose und Anatexis sowie der Intrusion der Granitplutone im Oberkarbon begann die spätvariszische Entwicklung mit tektonischer Zerlegung und Heraushebung der Erdkruste. In Scherzonen wie dem Bayerischen Pfahl, der Rundinger Zone und der Donaustörung liefen unter niedriggradig metamorphen oder bruchhaften Bedingungen weiterhin Verformungen ab. Die Bildung der Quarzmineralisation des Bayerischen Pfahls erfolgte im Zeitraum **Perm–Trias** im Zusammenhang mit bruchhaften Verformungen und zirkulierenden hydrothermalen Lösungen. Gleichzeitig entstanden auch Flußspat-Gangmineralisationen.

Am Rand des Bayerischen Waldes sind ab dem Oberkarbon–Perm (Rotliegendes) Sedimente erhalten. Zur Zeit des Oberen Jura war die Region vermutlich komplett von einem Meer überflutet. Am Südrand des Bodenwöhrer Halbgrabens ist die Überlagerung des Grundgebirges mit mesozoischen Sedimenten gut nachvollziehbar. Im Raum Nittenau beginnen die Abfolgen in der Trias. Beispielhaft aufgeschlossen ist die Auflagerung von Sedimenten der Oberkreide auf Grundgebirge südlich von Roding (z. B. ehemaliger Steinbruch bei Oberrübenbach). Den Nordrand des Bodenwöhrer Halbgrabens bildet die Pfahlstörung. Dort ist das nördlich angrenzende Grundgebirge gegenüber den Sedimenten des Halbgrabens ab der höheren **Oberkreide** und im **Alttertiär** aufgeschoben worden. Teilweise liegen Gesteine der Oberkreide in überkippter Lagerung vor. Dieses Beispiel zeigt, dass alt angelegte Störungssysteme in späteren Erdzeitaltern reaktiviert werden können. Diese Einengungstektonik steht exemplarisch für die Auswirkungen der Alpenbildung im Süden auf das weiter entfernte Vorland im Norden. Der Bayerische Wald wird von einer Vielzahl an mehr oder weniger N–S gerichteten Störungen durchsetzt. Der Ostrand des Bodenwöhrer Halbgrabens wird durch ein solches Störungsbündel begrenzt, das sich nach Süden zur Stallwanger Furche fortsetzt. Im Vilshofener Gebiet liegen ebenfalls solche prägnanten, N–S gerichteten Störungssysteme (z. B. Wolfach-Störung) vor, in denen jung-

tertiäre Sedimente noch versetzt werden. Charakteristisch, nicht nur für die Randbereiche des Bayerischen Waldes, sind die erhaltenen Zersatzflächen aus der Kreide- und Tertiärzeit. Intensive chemische Verwitterung zersetzte die Gesteine und es entstanden weitgehend ebene Rumpfflächen. Beispielsweise erfolgte die in situ Kaolinisierung von granitoiden Magmatiten im östlichen Passauer Wald in dieser Periode. Neben den Tertiärsedimenten des Ur-Naabtals im Westen und der Molasse im Süden mit den Randbuchten, die teilweise Braunkohle führen, existieren kleinere Areale mit Tertiärablagerungen im Rötzer Becken und im südlichen Bayerischen Wald bei Tittling, Waldkirchen und nördlich Passau.

In der **Quartärzeit** erfolgte die weitere Heraushebung des Gebietes, Flusstäler tieften sich in die älteren Rumpfflächen ein. Die Landschaften wurden auch durch Umlagerungs- und Abtragungsprozesse im Periglazialraum geprägt. Fließerden und Hangschuttmassen bedecken heute weite Gebiete. Nur in den Hochlagen des Hinteren Bayerischen Waldes am Arber, am Rachel und bei Hirschbach bildeten sich während der Kaltzeiten kleinere Gletscherzungen, deren Endmoränen erhalten sind. Fluviale Sedimente sind an die Täler der größeren Flüsse wie Regen, Naab und Donau gebunden. Hinweise zur hier verwendeten aktuellen Literatur sind zu finden in TEIPEL et al. (2008) und GALADÍ-ENRÍQUEZ et al. (2009).

3 Gesteinsfolge

3.1 Moldanubikum

3.1.1 Metamorphe Magmatite

3.1.1.1 Biotit-Amphibolit, „bAm

Neoproterozoikum bis Altpaläozoikum

Lithologie und Verbreitung: Biotit-Amphibolite treten mengenmäßig nur untergeordnet auf. Sie werden in der selben Umgebung wie die Amphibolite angetroffen. Am Handstück fällt ein gewisser Biotit-Reichtum auf.

Aufschluss: Kleiner Rachelberg [R 45 86 400, H 54 14 060].

3.1.1.2 Amphibolit, „Am

Neoproterozoikum bis Altpaläozoikum

Lithologie und Verbreitung: Amphibolite treten als Einschlussschollen verschiedener Größe und Form auf. In den Paragneisgebieten kommen sie meist als kantige Blöcke von 20–30 cm Kantenlänge im Verwitterungsschutt vor. Im Gesteinsverband sind es gelängte, ovale Schollen mit wenigen Dezimetern Länge, die konkordant eingeschaltet sind. Wurden Amphibolitblöcke gehäuft angetroffen, wurde ihrer Längserstreckung nach ein kleiner Körper eingetragen, der nunmehr zerteilt vorliegt.

Die Amphibolite sind ein feinkörnig-massiges, grün-graues, äußerst hartes Gestein. Sie bilden in der Regel scharfe Kanten und unregelmäßige Bruchflächen aus. Gelegentlich ist im Handstück Foliation zu erkennen. Teilweise zeichnet retrograd gebildeter Biotit andeutungsweise und unregelmäßig die Foliation nach. Oft ist auch Biotit untergeordnet und fein verteilt, zum Teil als kleine verschränkte Plättchen, die weniger als 0,5 mm Kantenlänge messen, zu sehen.

Das Gestein zeigt rostbraune Verwitterungsfarben, die anflugartig oder als hauchdünne Verfärbung auf jüngeren Bruchflächen liegen. Ältere Verwitte-

rungskrusten umgeben die Blöcke fast vollständig, sie sind sehr dünn und zeigen beige bis beige-grünliche Farben.

Stellenweise konnten auf Störungsflächen von wenigen Quadratzentimetern Größe kleine Harnischflächen beobachtet werden. Kleinere Rissbildungen von bis zu 0,5 mm Breite sind mit Quarz ausgefüllt.

Mineralbestand:

Schliff N6: 45–50 % Hornblende (teils flasrig), 20–25 % Plagioklas, 10 % Quarz, 10–12 % Opake, 1–2 % Apatit.

Schliff N6(2): 55–60% Hornblende (teils stark zersetzt, teils flasrig), 25–30% Plagioklas, 5–10% Quarz, 10–12% Opake, 1 % Apatit.

Mikrogefüge: Granoblastisch-lepidoblastisches Gefüge

Fundpunkte: N Katzenstein [R 45 95 330, H 54 10 650],
W Schlag [R 45 92 500, H 54 11 470].

3.1.1.3 Basische metamorphe Magmatite, „Mb

Neoproterozoikum bis Altpaläozoikum

Lithologie und Verbreitung: Basische metamorphe Magmatite treten als Schollen in den Diatexiten auf. Sie können wenige Zentimeter bis zu mehrere Meter groß sein. Die basischen metamorphen Magmatite aus dem Blattgebiet werden von STEINER (1968) beschrieben. Auch TROLL & WINTER (1969) beschreiben derartige Vorkommen aus den Steinbrüchen Vocking und Saunstein.

Die dunklen Schollen sind häufig von hellen Feldspat- oder Feldspat-Quarz-Adern durchzogen, die fein verfältelt sein können. Im Randbereich der Schollen findet man häufig Säume bzw. Ränder, die durch eine Feldspat-Hornblende-Assoziation aufgebaut werden.

Von Troll liegen drei Schiffe mit den Nrn. 7578/1/2/3 von Schloß Rammelsberg vor. Als **Fundpunkt** sind die Koordinaten R 45 97 350, H 54 11 800 angegeben.

Die **Hauptminerale** sind:

Schliff 1: 30 % Hornblende, 35 % stark zersetzter Plagioklas (von Serizit durchstäubt), 30 % Biotit und 5 % Augit. Eine sehr schwache Mineralregelung ist erkennbar.

Schliff 2: 30 % Hornblende, 30 % Plagioklas, 25 % Biotit und 15 % Augit. Eine sehr schwache Mineralregelung ist erkennbar.

Schliff 3: 30 % Hornblende, 45 % Plagioklas, 10 % Biotit und 15 % Augit. Eine Mineralregelung ist nicht erkennbar.

3.1.2 Metamorphe Sedimentgesteine

Das Erscheinungsbild der **Gneise** im Gelände ist in erster Linie von der Verwitterung geprägt. Nahezu überall in den Gneisen herrschen rötlich-braune Verwitterungsfarben vor. Kleinere Blöcke sind häufig durchgehend von der Verwitterung erfasst, nur größere Blöcke und anstehendes Gestein sind innen frisch. Häufig findet man auch rot verwitterte Gesteine. Es sind hier neben den Gneisen auch **Granite** von der intensiven Verwitterung erfasst worden. In der Regel handelt es sich hierbei um Lesesteine, die tiefgehend und kräftig rot gefärbt sind. Man findet sie z. B. im Bereich der Höhe 706 m (Höhenangaben von Gipfeln, wenn keine Namen für sie existieren) S Manglham, im Hochholz SE Manglham und im Liedholz NW von Allhartsmais. Die Rotfärbung ist durch **Hämatit** verursacht und steht mit der tertiären Verwitterung in Verbindung. Primäre Rotverwitterung ist an tropisches und subtropisches, feuchtes und wechselfeuchtes Klima gebunden (SCHWARZBACH 1974). Auf Grund der weit verbreiteten und in Kuppenlage angetroffenen Funde sowie kaum tertiärem Gesteinszersatz an diesen Lokationen, kann angenommen werden, dass sich die heutigen Fundstellen vergleichsweise nahe an der ehemaligen tertiären Landoberfläche befunden haben müssen.

Gneisareale, in denen Granite auftreten, die auf Grund unzureichender Aufschlussverhältnisse nicht klar auskartiert werden konnten, wurden mit der Legendeneinheit „**Gneis mit Einschaltungen von Granit**“ dargestellt. Bei diesen Gebieten handelt es sich vorwiegend um relativ flache und deshalb nur unzureichend bis gar nicht aufgeschlossene Flächen. Die Bedeckung besteht in der Regel aus Gesteinszersatz oder aus Bodenbildung, in der unsystematisch verteilt Lesesteine von Gneis und Granit vorkommen.

Bei den Graniten handelt es sich um fein- bis mittelkörnige Typen. Sie sind meist von grauer Farbe, können tektonisch völlig unbeanspruchert oder aber mylonitisch überprägt sein. An einigen Fundstücken konnte auch ein deutlich ausgeprägtes sc-Gefüge beobachtet werden.

Die Funde von mylonitisierendem Granit ermöglichten auch in diesen schlecht aufgeschlossenen Bereichen die Darstellung von Störungszonen. Als Beispiel sei der Bereich zwischen Schöfweg und dem N davon gelegenen Freundorf genannt.

3.1.2.1 Diatektischer Gneis, ,Gn_{dx} Neoproterozoikum bis Altpaläozoikum

Lithologie und Verbreitung: Den Hauptteil in dieser Einheit nimmt metatektischer Gneis ein, der jedoch bereichsweise Tendenz zu Diatexis zeigt. Diese Bereiche sind schon relativ homogenisiert und am Handstück sind keine bzw. kaum mehr Gneisstrukturen zu erkennen.

Auch dieses Gestein ist vorwiegend mittelkörnig ausgebildet.

Mineralbestand: Schliff Artm.: 35% Plagioklas (teils serizitisiert), 25–30% Quarz, 30–35% Biotit, 2–3% Opake. Akzessorisch: Zirkon und Apatit.

Gefüge: Hypidiomorph-ungleichkörniges Gefüge (magmatisches Gefüge).

Aufschluss: N Artmannsreuth [R 45 96 600, H 54 10 310].

3.1.2.2 Metatektischer Biotit-Plagioklas-Gneis, ,bpGn_m Neoproterozoikum bis Altpaläozoikum

Lithologie und Verbreitung: Der metatektische Biotit-Plagioklas-Gneis führt teilweise konkordant eingelagerte Quarzlinien, Kalksilikatschollen und mafische Schollen (Abb. 5). Die Schollen im Gneis sind allesamt ausgelängt und mit verformt. Die wenige Millimeter dicken Leukosomlagen aus Feldspat und Quarz sind teils länger aushaltend bzw. teils unterbrochen und unregelmäßig. In Bereichen wo keine Leukosomlagen ausgebildet sind, zeigt das Gestein

häufig den Charakter des „Perlgneises“. Typisch ist ein Lagenbau im Millimeter-Bereich, der durch den Wechsel von hellen und dunklen Gemengteilen bedingt ist.



Abb. 5: Gneis am Straßenaufschluss an der B 533 nördlich Gneisting;
R 45 87 020, H 54 13 590.

Mineralbestand:

Schliff B422: 35–40% Plagioklas, 10% Kalifeldspat, 25–30% Quarz, 15% Biotit, 10–15% Muskovit. Akzessorisch: Pinit, Apatit, Zirkon, Rutil und Opake (Erz).

Mikrogefüge: Porphyroblastisches bis lepidoblastisches Gefüge.

Aufschluss: Straßenaufschluss B 533 N Gneisting
[R 45 87 020, H 54 13 590].

3.1.2.3 Metatektischer Cordierit-Sillimanit-Kalifeldspat-Gneis, $_{csGn_{mx}}$ Neoproterozoikum bis Altpaläozoikum

Lithologie und Verbreitung: Der Gneis steht NE der Pfahlstörung an. Lokal führt er Granate mit bis zu mehr als 1 mm Durchmesser. Bereiche mit Granat findet man an der Straße N Winkelmühle und stellenweise am aufgeschlossenen Bergrücken im Hochholz NE Eppenschlag. Der metatektische Charakter des Gneises ist unterschiedlich stark ausgeprägt. Am Aufschluss oder am Handstück ist seine Struktur durch Verwitterungseinflüsse bedingt oft kaum zu erkennen. An gesägten Flächen kommt die metatektische Struktur allerdings deutlicher zur Geltung. Bis auf exponierte Bereiche wie im N-Teil des Hochholzes und an wenigen Stellen auf dem Rücken im Bereich Brand sowie zwischen Rametnach und Winkelmühle ist der Gneis nicht aufgeschlossen. Man findet Lesesteine, aber sonst verdeckt eine weitgehend geschlossene Bodendecke das Gestein.

Im einzelnen Dünnschliff ist es selten möglich alle für das Gestein charakteristischen Minerale zu finden. Zudem variieren die Mineralgehalte sehr stark.

Mineralbestand:

Schliff 1: 15–20% Plagioklas (zu ca. 60% serizitisiert), 40% Quarz, 10–15% Biotit (zu ca. 80% chloritisiert), 3% Muskovit, 3–4% Granat und 3% Opake.

Schliff 2: 25–30% Kalifeldspat (Mikroklin), 20% Plagioklas, 20% Biotit, 5% Sillimanit. Akzessorisch: Granat, Zirkon und Opake.

Mikrogefüge: Granoblastisches bis nematoblastisch-lepidoblastisches Gefüge.

Aufschlüsse: Hochholz (ehem. Steinbruch) [R 45 96 240, H 54 18 380], N Winkelmühle (Gebiet Brand) [R 45 97 600, H 54 18 100].

3.1.2.4 Biotit-Plagioklas-Gneis, metablastisch („Perlgneis“), $_{bpGn,mb}$ Neoproterozoikum bis Altpaläozoikum

Lithologie und Verbreitung: Perlgneise sind metablastische Biotit-Plagioklas-Gneise mit einem meist nur undeutlichen Lagenbau. Ihr typisches Merkmal

sind die hellen runden, meist 2–3 mm großen Plagioklasblasten (Abb. 6). Die metablastischen, kurzprismatischen, teildiomorphen Plagioklase, sind in die dunklere Grundmasse wie Perlen eingesprengt und fallen besonders im angewitterten Zustand auf. GÜMBEL (1868) prägte deshalb für das Gestein den Namen „Perlgneis“.

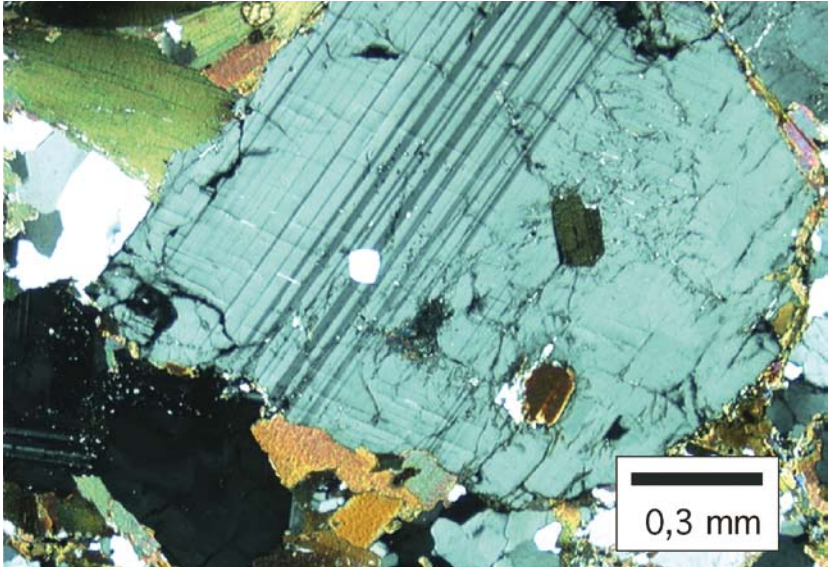


Abb. 6: Dünnschliffaufnahme eines Plagioklasblasten in einem metablastischen Biotit-Plagioklas-Gneis („Perlgneis“).

Das Aussehen der **Perlgneise** kann im Gelände variieren, denn das Verhältnis von Plagioklas zu Biotit schwankt. So findet man teils dunklere, sehr Biotit-reiche oder aber Plagioklas-reichere Varianten und alle Übergänge im Gelände vor. Eine Systematik der Verbreitung läßt sich nicht ableiten.

Am Aufschluss zeigt sich die typische Perlen-Struktur oft nur in Teilbereichen und geht häufig schon fast in eine lagige bis zeilige Struktur über. Die Gneise führen plattige Kalksilikatschollen, die in einer Größe von mehreren dm-Länge in der Schieferungsebene des Gneises liegen. Neben Amphibolitschollen treten auch die ebenfalls sehr verwitterungsresistenten Kalksilikatschollen als Fundblöcke auf.

An einigen Stellen wurden im Perlgneis auch vereinzelte Kalifeldspäte von 2 bis 3 cm Kantenlänge angetroffen. Eine Systematik in ihrer Verteilung ließ sich jedoch nicht feststellen.

Eine Besonderheit ist in einem Gneishandstück N Ebenluß am W Blattrand zu sehen. Ein Feldspat, der in die Schieferungsebene des Perlgneises eingeregelt ist, zeigt einen Schersinn an. Der Feldspat ist senkrecht zu seiner Längsachse mehrmals zerbrochen und zeigt „Bookshelf-Struktur“. Die Struktur zeigt dextralen Schersinn an.

Mineralbestand:

Schliff MuWi2L: 30–35 % Plagioklas, 0–5 % Kalifeldspat, 20–25 % Quarz, 20–25 % Biotit, 5–10 % Muskovit, 3–5 % Opake. Akzessorisch: Granat, Pinit und Zirkon.

Schliff MuWi1M: 35–40 % Plagioklas (stark serizitisiert), 0–5 % Kalifeldspat, ca. 20 % Quarz, 25–30 % Biotit, 5–10 % Muskovit, 3–5 % Opake. Akzessorisch: Granat, Apatit und Zirkon.

Mikrogefüge: Porphyroblastisches Gefüge.

Aufschluss: S Mutzenwinkel [R 45 91 650, H 54 12 000].

3.1.2.5 Kalksilikatgestein, „KS

Neoproterozoikum bis Altpaläozoikum

Lithologie und Verbreitung: Die hellgrauen bis grauen Kalksilikatgesteine sind massig, hart und zeigen einen muschligen bis splittrigen Bruch (Abb. 7). Sie kommen sowohl als plattig ausgelängte, als auch als linsenförmige Einschaltungen in der Schieferungsebene der Gneise vor. Schwache Farbkontraste deuten eine Foliation an. Die Kalksilikatgesteine bilden cm- bis dm-lange und wenige bis mehrere cm-dicke Körper. Bedingt durch ihre Verwitterungsresistenz findet man sie häufig auf Äckern. Die in der Regel plattigen, quaderförmigen Lesesteine sind von einer bis zu 1 mm dicken beigen Verwitterungsrinde umgeben, die relativ leicht abblättert bzw. absandet.

Aufschluss: Fundpunkt N Katzenstein [R 45 95 300, H 54 10 750].



Abb. 7: Kalksilikatgestein, Fundort: Nördlich Katzenstein.

3.1.3 Anatektische Gesteine und damit verbundene frühe Granitoide

3.1.3.1 Dunkler Diatexit („Palit“)

Kalifeldspat, KfDx
Karbon

Lithologie und Verbreitung: Der Kalifeldspat besteht zum überwiegenden Teil aus eingeregelt, hypidiomorphen Kalifeldspat-Großkristallen, die bis zu 12 cm lang sein können. Das Gestein tritt hauptsächlich in streifenförmigen, pfahlparallel streichenden Körpern auf. Es handelt sich um mehrere 10er Meter bis wenige 100 Meter breite, fast nur direkt im WSW Anschluss an die Pfahlmylonite angrenzende Vorkommen. Das Interngefüge der Kalifeldspatite ist durch die Pfahltektonik geprägt worden. Der Feldspatanteil liegt zwischen 80 und 85 Vol-%. Biotit-Plättchen sind am Rand bzw. zwischen den Fugen der Feldspäte angeordnet. Quarz ist insgesamt nur sehr untergeordnet vorhanden; zumeist nur als Zwickelfüllung.

Es tritt eine weiße und eine rote Varietät des Kalifeldspatits auf. Die fleischrote Farbe der Kalifeldspäte ist auf Fe^{3+} zurückzuführen. Die rote Varietät ist

stark kataklastisch beansprucht. In den Zwickeln zwischen den Kalifeldspat-Großkristallen und in Rissen der Feldspäte befindet sich eine dichte, dunkelolivgrün bis graue Mineralassoziation. Xenomorph ausgebildete Feldspäte von 1 bis 5 mm Durchmesser finden sich ebenfalls in diesen Bereichen. Der rote Kalifeldspat ist durchweg stark verwittert. An vielen Stellen sind die Zwickelfüllungen herausgelöst, dass eine löchrig-poröse Struktur entstanden ist. Die Feldspäte selbst sind von diesem Korrosionsprozess nicht erfasst worden. Das Gestein ist spröde, rissig, porös und bröckelig, der Mineralverband ist relativ locker. Zwischen größeren anstehenden Blöcken ist das Gesteinsmaterial in Taschen völlig vergrust und liegt in Form von Feldspatbruchstücken in Kiesgröße vor. Der Übergang in die Kalifeldspat-ärmeren dunklen Diatexite ist auf Grund quartärer bzw. tertiärer Überdeckung fast nirgends scharf abzugrenzen.

Mineralbestand: 80–85 % Kalifeldspat, 5–10 % Plagioklas, 5–10 % Quarz. Akzessorisch: Chlorit, Epidot, Titanit, Zirkon und opake Minerale (vorwiegend Magnetit).

Kataklastische Überpägung und fein rekristallisierter Quarz sind entlang von Brüchen zu sehen.

Aufschlüsse: Roter Feldspatit, S Kirchdorf i. W. [R 45 92 970, H 54 18 540]; weißer Feldspatit, SW Hungermühle [R 45 96 250, H 54 17 020].

Dunkler Diatexit mit granodioritischer bis dioritischer

Zusammensetzung, ,mIDx_{GDR}

Karbon

Lithologie und Verbreitung: In feinkörniger Grundmasse aus Biotit und Hornblende fallen zunächst, wenn vorhanden, immer die größeren Kalifeldspatkristalle auf. In der Grundmasse findet man kleinere Feldspäte und feinkörnigen Quarz. Die Hornblende ist im schwarzen Biotit teils deutlicher, weil bis zu Millimeter-große Flecken bildend, teils weniger deutlich, weil feiner und mit dem Biotit verwachsen, zu erkennen. Die Hornblendens sind meist frisch und teils hypidiomorph ausgebildet. Auf einigen Hornblendens ist im frischen Anschlag ein ockerfarbener, fleckiger Anflug zu beobachten. Die Kalifeldspäte weisen im Mittel zwischen 1 bis 2 cm Kantenlänge auf. Mesoskopisch sind in ihnen häufig Bruchstrukturen zu erkennen. Oft zeigen die

Kristalle gräulich-weiß glänzende Spaltflächen. Häufig sind im Kalifeldspat Biotitflitter und kleine Plagioklase, zu erkennen an ihren eckigen Umrissen und einer milchigen Färbung, eingeschlossen. Der Feldspat ist hypidiomorph bis xenomorph ausgebildet und immer wieder fallen Kalifeldspäte auf, die nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt sind. Teilweise treten kugelige, bis zu faustgroße Aggregate von Kalifeldspat auf.

In der Grundmasse treten akzessorisch fein verteilt Sulfide auf. Der Gehalt an diesen Mineralen kann stark schwanken. Teils sind Stücke völlig frei davon, teils treten die Sulfide fein verteilt oder auch gehäufte auf.

Je nach Anschlag scheint ein Handstück entweder ungestört erstarrt zu sein, oder es zeigt blastomylonitische Erscheinung, indem die Kalifeldspäte eingeregelt sind. Der migmatische Charakter des Gesteins zeigt sich durch den Wechsel im Erscheinungsbild von magmatischen Gefügestrukturen und schlierigen Gefügestrukturen mit eingeschlossenen Schollen.

Im Dünnschliff findet man eine ähnliche Bandbreite an Merkmalen wie im makroskopischen Bereich. So variiert der Mineralbestand in den einzelnen Schliffen sehr stark. Charakteristisch ist die weitgehend granodioritische Zusammensetzung. Die fast immer mit Bruchstrukturen auftretenden Kalifeldspäte sind auffällig, auch Plagioklase können davon betroffen sein.

Nahezu alle Quarze zeigen undulöse Auslöschung. Schachbrettmuster und Subkornbildungen als Rekristallisationserscheinungen sind sehr häufig. Hornblende kann nicht in jedem Schliff beobachtet werden, da das Gestein zu heterogen ist. Epidot tritt vermutlich sowohl primär, aber hauptsächlich sekundär im Bereich von Rissbildungen auf.

Mineralbestand:

Schliff NVOM: 5–10 % Kalifeldspat, 40 % Plagioklas (teils stark serizitisiert), 20–25 % Biotit, 20 % Hornblende, 5 % Pyroxen, 1 % Rutil und 1 % Opake.

Schliff B425: 40 % Kalifeldspat, 25 % Plagioklas (zersetzt), 20–25 % Quarz, 5–10 % Biotit, 1–2 % Hornblende, 1 % Zirkon und 1–2 % Opake. Akzessorisch: Apatit und Titanit.

Mikrogefüge: Holokristallines Gefüge (tektonisch überprägt).

Aufschlüsse: N Voglmühle (SW Unterneumais),
Steinbruch Saunstein, B 533 N Innerzell.

**Dunkler Diatexit mit granitischer bis granodioritischer
Zusammensetzung und Kalifeldspat-Großkristallen, ,mlkfDx_{Gr}
Karbon**

Lithologie und Verbreitung: Die Ausgliederung „Kalifeldspat-Großkristall-führend“ umfasst streifen- bis fleckenförmige Bereiche, in denen Kalifeldspäte von über 2–3 cm Kantenlänge in vorherrschend hypidiomorpher Ausbildung, teils ausgezogen bzw. gelängt auftreten (Abb. 8). Das Gestein führt Hornblende, die teilweise mehrere Millimeter groß sein kann. Das Auftreten von augenförmigen Kalifeldspat-Individuen ist häufig zu beobachten. Die Gefüge, in denen die Großkristalle entwickelt sind gleichen „Fließgefügen“, die aber kaum definierten Richtungen zuzuordnen sind. Diese „Richtungslosigkeit“ fängt am einzelnen, mehrere Quadratmeter messenden Aufschluss an und hört über den Gesamtverbreitungsraum nicht auf. Typisch für das Gestein sind Biotiteinschlüsse und bis zu 2 mm messende milchige, eckig erscheinende



Abb. 8: Varietät des dunklen Diatexitis mit ausgelängten Kalifeldspat-Großkristallen.

nende Plagioklase in den Kalifeldspäten. Bruchstrukturen, meist senkrecht zur Längsachse der Kristalle sind typisch. Die Anzahl der Kalifeldspat-Großkristalle auf der aufgeschlossenen Fläche im Gestein kann lokal und regional stark variieren.

Dunkler Diatexit mit granitischer bis granodioritischer

Zusammensetzung, ,mIDx_{Gr}

Karbon

Lithologie und Verbreitung: Der dunkle Diatexit ist ein mittel- bis teilweise auch gröberkörniges Gestein mit dunkelgrau-bläulicher Farbe. Er hat vorwiegend granitische bis granodioritische Zusammensetzung und führt Hornblende in variierender Menge. Auffällig sind in der Regel die größeren Kalifeldspat-Kristalle, die in der dunkleren Grundmasse auftreten. Teilweise tritt das Gestein auch mit gräulicher Farbe, stark homogenisiert und mittelkörnig in Erscheinung. Mafische Schollen in unterschiedlichlicher Größe können im Gestein stecken. Sie können in einem lagigen Gefüge als plattige, ausge-längte Schollen auftreten, in einem inhomogen-schlierigen Fließgefüge oder als ellipsoidartige Knollen im Gestein stecken. Oft treten um die Knollen herum Reaktionssäume von Kalifeldspat und Hornblende auf. Das Gestein ist weit verbreitet. Kleinräumige Wechsel im Erscheinungsbild erschweren die Ansprache.

Mineralbestand:

Schliff 102: 25 % Kalifeldspat, 30 % Plagioklas (teils serizitisiert), 20 % Quarz, 5–10% Hornblende (stark zersetzt), 15 % Biotit, 1–2 % Opake. Akzessorisch: Zirkon, Apatit und Titanit.

Schliff Tü: 30–35 % Kalifeldspat (Mikroklin), 25–30 % Plagioklas (etwas serizitisiert), 10 % Quarz, 15–20 % Biotit, 10 % Hornblende, 1 % Zirkon und 5 % Opake. Akzessorisch: Zoisit, Zirkon, Apatit und Titanit.

Mikrogefüge: Holokristallines Gefüge (mit tektonischer Überprägung).

Aufschlüsse: Kühberg S Grünbach, Windhöhe S Abtschlag, Hochholz E Kleinmisselberg.

3.1.3.2 Heller Diatexit, ,lkDx+Gr und ,lkDx Karbon

Lithologie und Verbreitung: Die Bandbreite im Hellen Diatexit reicht vom mittel-grobkörnigen, grau bis beige, fast vollständig homogenisierten Diatexit mit unverdauten, ausgezogenen mafischen Schollen und Knollen im Zentimeter- bis Meter-Bereich bis zu schlierigen bis schwach metatektischen Varianten. Stellenweise kann man in Aufschlüssen auch deutlich hellere, schlierige Strukturen erkennen, die das Gestein durchziehen. Es sind helle Mobilisate. Die verschiedenartigen Ausbildungen treten sehr kleinräumig zueinander auf. Die Schollen können teils plattig oder ellipsoidartig sein. Sie treten vorwiegend an künstlichen Aufschlüssen wie Straßenböschungen oder im Steinbruch markant hervor. Es finden sich Amphibolit- und Gneis-Schollen. Die Feldspäte sind oft rundlich körnig (8 bis 10 mm), mehr oder weniger isometrisch und von Biotitplättchen umgeben, die bis zu 1 mm messen. Untergeordnet führt das Gestein in unterschiedlicher Menge Hornblende, die makroskopisch in Form von grünen Flecken im Feldspat-Biotit-Gewebe zu erkennen ist. Hornblende ist immer vorhanden, allerdings kann sie von wenigen Prozent bis zu ca. 10% im Handstück variieren. Im Gestein können immer wieder kleine dunkle Schöllchen von wenigen Zentimetern Größe stecken, die teils vollständig aus Biotitplättchen bestehen. Es muß sich hierbei um retrograd gebildeten Biotit handeln. Die Verwitterung des Biotits, der normalerweise in Plättchen von 1–1,5 mm vorliegt, hinterlässt auf dem Gestein rostige Farben und Schlieren. Der Übergang in die Nebengesteine ist fließend. Kontakte sind nicht aufgeschlossen. Über größere Bereiche betrachtet ist der Helle Diatexit ein sehr inhomogenes Gestein. Variationen in der Korngröße und in der Struktur sind allgegenwärtig.

Typisch ist eine homogenisierte Varietät mit „rundlich körniger Struktur“, die kaum Schlieren oder Reste einer Foliation zeigt. Die Verwitterungsfarben sind allgemein hellbeige bis weißlich. Am frischen Bruch ist das Gestein dann etwas dunkler, aber die hellen Feldspäte dominieren den farblichen Eindruck. Typisch für den Hellen Diatexit sind auch dunklere Bereiche, die eher unsystematisch in ihm auftreten, abhängig von den jeweiligen Edukten. Die dunkleren Bereiche führen verstärkt mafische Minerale wie Biotit und grüne Hornblende in 3–4 mm großen, meist hypidiomorphen Kristallen. Sie erinnern an Bereiche aus dem Dunklen Diatexit, der verstärkt Hornblende und Biotit führt.

Verwitterungsrestblöcke im Grus zeigen schalige Verwitterung, wobei sich 5–6 cm dicke Rindenstücke leicht ablösen lassen.

Der Helle Diatexit im E Blattbereich unterscheidet sich etwas von dem streifenförmigen Vorkommen im NW. Der Diatexit wird im Vergleich zur NW-Variante etwas feinkörniger und führt mittelkörnige, beige Granite. Eine klare Abgrenzung der Granite zum Diatexit ist aufgrund der Aufschlussverhältnisse nicht gegeben.

Chemische Analysen des Hellen Diatexits ergaben eine monzogranitische bis quarzmonzodioritische Zusammensetzung.

Aufschlüsse: Straßenaufschluss N Ort (STRO) [R 45 92 560, H 54 15 380], Grusabbau Zeller-Mühle [R 45 91 640, H 54 15 960].

3.1.3.3 Ödwieser Granodiorit („Paragranodiorit“), OGD Karbon

Lithologie und Verbreitung: Der Ödwieser Granodiorit bzw. „Paragranodiorit“, wie ihn LIST (1969) nannte, erstreckt sich als Streifen in den Biotit-Plagioklas-Gneisen. Es ist ein hauptsächlich mittelkörniges Gestein mit Diatexit-Gefüge. In frischem Zustand ist es meist dunkelbeige bis bräunlich, und verwittert mit brauner bis rostbrauner Färbung. Am frischen Bruch sind zwischen beige Feldspäten und grauem bis gelblichem Quarz bis zu 0,5 mm große Biotitplättchen deutlich zu erkennen. Sie sind meist frisch und nur untergeordnet zeigen sie schwache messingfarbene Alteration. Häufig sind sie zu kleinen Aggregaten zusammengewachsen, die das Gestein fleckig erscheinen lassen. Eine schwache Foliation, repräsentiert durch die Anordnung der Biotitaggregate, kann zum Teil am Handstück beobachtet werden. Die Übergänge vom Ödwieser Granodiorit zu den metatektischen und metablastischen Gneisen sind fließend und nur schwer abzugrenzen. Mafische Schollen treten auf, wobei sie gut assimiliert und mit nur wenigen Zentimetern Größe relativ klein sind. Das Gestein ist nicht gut aufgeschlossen und liegt meist nur in Form von Blöcken vor. In Bereichen wurde tektonische Überprägung in Form von sc-Gefügen festgestellt.

Die Feldspäte sind meist idiomorph. Sie zeigen fast alle starke netzartige Bruchstrukturen und Risse, die von mechanischer Beanspruchung herrühren müssen. Im Schliff sieht man größere Quarze in den Zwischenräumen, die jedoch weder undulöse Auslöschung noch Felderung zeigen. Diese Bereiche unterlagen mit Sicherheit keiner mechanischen Beanspruchung. Bereichsweise finden sich Quarze, die eine schwache Felderung und undulöses Auslöschen zeigen. Diese Bereiche müssen mechanisch beansprucht worden sein.

Es treten große braune, unalterierte Biotite auf, die teilweise „Bird's-Eye-Struktur“ zeigen. Dies sind Titan-reiche Biotite. Kleinere Biotite treten teilweise verschränkt auf und zeigen deutlichen Pleochroismus von hellgrün bis braun. Um einige kleine, in Biotit eingeschlossene Zirkone haben sich pleochroitische Höfe gebildet.

Akzessorisch treten kleine Muskovite auf; teilweise als Zersetzungsprodukt in Plagioklasen.

Mineralbestand: Hauptminerale: 20–30 % Kalifeldspat (nur Mikroklin), 35 % Plagioklas, 20 % Quarz, 15 % Biotit. Akzessorisch: Sekundärer Muskovit, Apatit und Zirkon.

Mikrogefüge: Holokristallines Gefüge (teils mit schwacher kataklastischer Überprägung).

Aufschluss: Fundpunkt (außerhalb der W Blattgrenze)
[R 45 85 550, H 54 07 700].

3.2 Variszische Magmatite

3.2.1 Plutonite

3.2.1.1 Fürstensteiner Pluton

**Granit, mittel- bis grobkörnig, porphyrisch,
(„Saldenburger Granit“) ,FSS
Karbon**

Lithologie und Verbreitung: Der Saldenburger Granit ist ein grobkörniger, porphyrischer, heller Granit. Sein Hauptverbreitungsgebiet liegt auf Blatt 7245 Schöllnach und Blatt 7246 Tittling. Die weißen Feldspäte haben eine maximale Größe von 3 cm und sind meist hypidiomorph-xenomorph ausgebildet, aber auch idiomorphe Individuen kommen vor. Grauer, im Gestein flecken- oder pflasterartig erscheinender Quarz von meist 6–7 mm Durchmesser füllt neben Biotit und kleinen Feldspäten die Zwickele aus. Der Biotit bildet in der Regel Plättchen von 1–1,5 mm Kantenlänge und ist randlich oft schon schwach oxidiert. Rostige Ränder um die Biotite und schwache Rostflecken im Handstück sind typisch.

Der Granit ist im Allgemeinen grobkörnig ausgebildet, jedoch findet man gelegentlich Blöcke von mittelkörnigem Granit im Grus vor. An einigen Stellen am Kontakt zum Gneisrahmen finden sich muskovitführende Bereiche. Pegmatoiden Bereiche wurden nicht angetroffen.

Der Granit ist sehr verwitterungsanfällig, was sich in weichen, kuppigen Geländeformen zeigt. Im Gelände ist der Übergang vom Gneisrahmen zum Granit wegen der „weicheren“ Geländeformen im Granit relativ gut auszumachen. Aufgeschlossene Kontakte zum Gneis finden sich im Kartiergebiet keine und Aufschlüsse mit frischem, unverwittertem Gestein sind auf Blatt Schöfweg ebenfalls nirgends zu finden. An künstlichen Wegeinschnitten findet man in situ zersetzten, noch im ursprünglichen Verband befindlichen Granit. Meist jedoch ist nur vorwiegend in Feinkies- bis Kies-Größe vorliegendes Verwitterungsmaterial anzutreffen, das von unverwitterten kantigen Stücken durchsetzt sein kann. An der Oberfläche findet man in der Regel vereinzelt größere Blöcke von mehreren Kubikdezimetern bis zu ca. 1,5 m³ Größe, die Wollsackverwitterung aufweisen.

Mineralbestand: Schliff N7: 30–35 % Kalifeldspat, 25–30 % Plagioklas, 25–30 % Quarz, 10 % Biotit, 3–5 % Chlorit. Akzessorisch: Muskovit, Zirkon, Apatit und Opake.

Mikrogefüge: Holokristallines Gefüge (schwache tektonische Überprägung).

Aufschluss: Wegaufschluss (bereits auf Blatt Schöllnach)
[R 45 97 610, H 54 07 500]

3.2.1.2 Quarzdiorit, ,qzDr Karbon

Lithologie und Verbreitung: Quarzdiorit tritt im Kartiergebiet nur untergeordnet auf. Man findet ihn als konkordanten Gang in den Rahmengneisen in einem stillgelegten Steinbruch [R 45 96 240, H 54 18 380] NNW von Padling. Das Vorkommen wird von DÜRR (1967) detailliert beschrieben. Ansonsten konnten Gänge mit quarzdioritscher Zusammensetzung nur vereinzelt festgestellt werden. Das Gestein ist dunkelgrau und feinkörnig. Auch kann es tektonisch überprägt oder völlig unbeanspruchst sein.

Aufschlüsse: S Keinarmschlag (A679c) [R 45 94 660, H 54 15 190],
N Padling (QDPAD/B421) [R 45 85 700, H 54 13 010].

3.2.1.3 Granodiorit mit Biotit-Nestern, ,bGDr Karbon

Lithologie und Verbreitung: Der Granodiorit kann feinkörnig dunkel oder auch eher kleinkörnig mit gräulicher Farbe auftreten. Häufig sind im Mittel 2 bis 4 mm große, dunkle flecken- bis nesterartig auftretende Biotitaggregate zu finden. Diese Bereiche können teilweise herausgewittert sein, dann ist das Gestein von vielen kleinen Löchern übersät. Es verwittert mit rundlichen bis plattigen Blöcken. Bis zu millimetergroße, meist xenomorphe Plagioklaseinsprenglinge treten auf. In tektonisch beanspruchten Bereichen findet man die dunklen Flecken häufig als Streckungslinere. Es sind dann 10–15 mm lange Schlieren, die die Gesteinsoberfläche bedecken. Das Gestein kann an der gleichen Fundstelle tektonisch völlig unbeanspruchst, oder auch teilweise

stark foliiert vorkommen. Der beschriebene Granodiorit ist sehr häufig, allerdings findet man ihn auch ohne Biotitnester und Plagioklaseinsprenglinge vor.

Die Gangstrukturen streichen ungefähr mit herzynischer Richtung. Ihre Größe liegt bei mehreren Metern Breite und mehreren 10er Metern Länge. Gut aufgeschlossen sind sie nur an einigen wenigen Stellen. Im überwiegenden Teil der Fälle wurden die Strukturen durch Lesesteinfunde rekonstruiert.

Stellenweise findet sich in direktem Kontakt zum Granodiorit ein feinkörniger, heller Granit, der auch gangförmig verbreitet vorkommt. Mengemäßig tritt der Granit allerdings weit hinter den Granodiorit zurück.

Mineralbestand:

Schliff B1a: 40–45 % Plagioklas, 0–5 % Kalifeldspat, 25–30 % Biotit, 2–5 % Hornblende, 20–25 % Quarz. Akzessorisch: Rutil, Titanit, Zirkon und Opake.

Schliff B12: 45 % Plagioklas, 0–5 % Kalifeldspat, 25–30 % Biotit, 5 % Hornblende, 20–25 % Quarz. Akzessorisch: Rutil und Opake.

Mikrogefüge: Mikrokristallin-porphyrisches Gefüge, lepidoblastisch (mit tektonischer Überprägung).

Aufschlüsse: W Ebenöd (B12) [R 45 87 750, H 54 07 800],
E Ölberg (B232) [R 45 90 050, H 54 08 370],
SE Oberaign (N12) [R 45 87 060, H 54 08 750].

3.2.1.4 Granodiorit, ,GDr Karbon

Lithologie und Verbreitung: Die Grundmasse ist feinkörnig und dunkelgrau. Häufig treten weiß-gräuliche Plagioklaseinsprenglinge von 2–3 mm Kantenlänge auf, die hypidiomorph bis xenomorph, selten auch idiomorph ausgebildet sind. Dunkelgrüne Hornblende ist als Flecken von ca. 1–2 mm im Gestein zu erkennen. Daneben findet man fein verteilt sehr kleine Biotitplättchen, die durch ihren Glanz auffallen. Das Gestein kommt in Form eines größeren Körpers im Bereich Kirchberg i. W. - Unterneumais vor. Es ist hart und

massig. Wegen seiner Verwitterungsresistenz ist es Kuppenbildner. Kontakte zum Dunklen Diatexit sind nicht aufgeschlossen.

Im Dünnschliff zeigen sich die Einsprenglinge deutlich als magmatische, zonierte Plagioklase in feinkörniger Grundmasse.

Mineralbestand: 40–45% Plagioklas, 5–10% Kalifeldspat, 10–15% Hornblende, 15–20% Biotit, ca. 25% Quarz. Akzessorisch: Rutil und Opake.

Mikrogefüge: Mikrokristallin-porphyrisches Gefüge.

Aufschlüsse: S Kirchberg i. W. (A252) [R 45 87 350, H 54 17 910], Unterneumais (UNM) [R 45 86 630, H 54 18 950], Unterneumais (UNM2) [R 45 87 330, H 54 17 920].

3.2.1.5 Granit, mittelkörnig, flaserig, porphyrisch, ,Grm,fs_{po} und ,Grm,fs Karbon

Lithologie und Verbreitung: Der Granit ist mittelkörnig, flaserig, meist gräulich, teils beige und oft serialporphyrisch. Er kann auch gleichkörnig sein, was eher bei dem beige Typ der Fall ist. Er hat eine flaserige Struktur, die auf frischen Bruchflächen deutlich hervortritt. Die Textur ist geprägt von gut eingeregelt dunklen Biotiten, welche die hellen Feldspäte und Quarze in Form von unterbrochene Lagen begrenzen. Eine Foliation des Gesteins ist nicht über das gesamte Verbreitungsgebiet zu beobachten, an vielen Stellen findet man, zumindest makroskopisch keine Anzeichen von Deformation. Die Feldspäte zeigen meist glänzende Kristallflächen. Der Quarz ist dazwischen fettig glänzend zu erkennen.

Die Grenzen zum Nebengestein sind nirgends direkt aufgeschlossen, aber mit Fundpunkten belegt. Rötliche Verwitterung tritt häufig auf.

Im Dünnschliff zeigt sich eine beginnende Mylonitisierung (Abb. 9). Quarz ist schon in vielen Bereichen netzwerkartig rekristallisiert. Durch seine niedrige Plastizitätsgrenze verformt er sich sehr leicht. Die Deformationsbänder mit den Quarzrekristallisaten sprechen für eine stärkere Deformation in den ent-

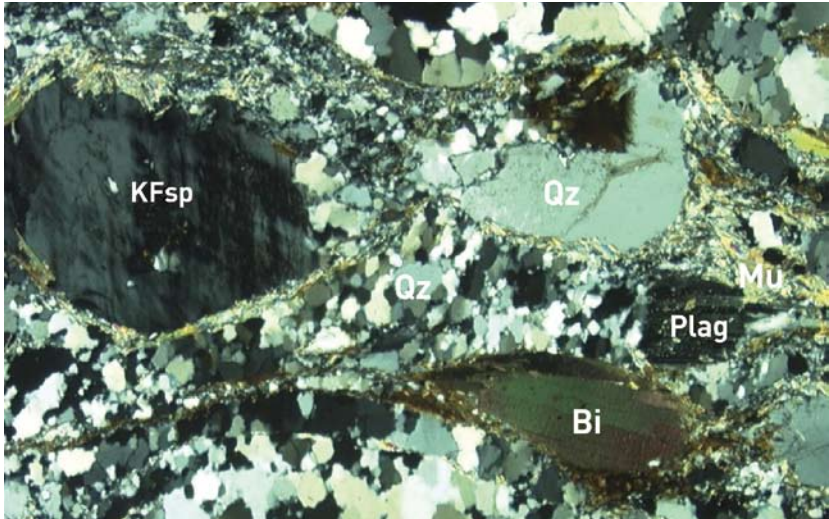


Abb. 9: Dünnschliffaufnahme eines Flasergranits.

sprechenden Bereichen. Der Kalifeldspat zeigt Mikroklingitterung. Der Biotit zersetzt sich randlich zu Serizit.

Mineralbestand:

Schliff FGMH: 35–40 % Kalifeldspat, 10–15 % Plagioklas, 10 % Biotit, 30–35 % Quarz, 10–15 % Serizit. Akzessorisch: Zirkon, Apatit und Opake.

Mikrogefüge: Holokristallines Gefüge (mylonitisch überprägt).

Aufschlüsse: NW Manglham (FGMH) [R 45 91 400, H 54 14 130], Fürberg (FUER) [R 45 89 350, H 54 15 830].

3.2.1.6 Granit, mittelkörnig, ,Gm Karbon

Lithologie und Verbreitung: Mittelkörniger Granit als größerer Körper tritt in den Bereichen NE Asberg und NE Tumiching auf. Auch konnten entsprechende Bereiche SE Innernzell erfasst werden. Dabei handelt es sich um einen beige bis grauen, gleichkörnigen Granit, der ausschließlich in Form von Le-

sesteinen angetroffen wurde. Größere Bereiche seiner Erstreckung sind von quartären Deckschichten überlagert. Aufgrund des flächendeckenden Auftretens der Lesesteine war es möglich ihn als größeren Körper auszuscheiden.

Meistens zeigen die Lesesteine keine mylonitische Überprägung. Es gibt allerdings Zonen, in denen auch Granitmylonite anzutreffen sind. Es muss sich hierbei um typische, herzynisch streichende, diskrete Scherzonen handeln, die für das gesamte Kartiergebiet typisch sind. Kataklastisch überprägter Granit trat sehr selten auf und beschränkt sich auf wenige Fundpunkte.

3.2.1.7 Granit, feinkörnig, ,Grf

Karbon

Lithologie und Verbreitung: Der feinkörnige Granit tritt im Bereich Tumiching–Ohhof auf. Die Aufschlussverhältnisse sind nicht besonders gut und man findet den hellbeigen, fein- und gleichkörnigen Granit fast nur in Form von Lesesteinen oder in Fließerde eingebunden vor. Nur an einem kleinen, wenige Meter messenden Aufschluss W Ohhof tritt er anstehend auf. Auch seine flächenhafte Erstreckung konnte nur anhand von weit verbreitet auffindbaren Lesesteinen erfasst werden.

Der Granit tritt sowohl mylonitisiert, als auch tektonisch völlig unbeanspruch auf. Mylonitfunde wurden fast flächendeckend gemacht.

Ein weiteres Vorkommen des feinkörnigen Granits wurde bei Manglham beobachtet. Auf der Karte ausgeschieden werden konnte dieser Granitbereich allerdings nicht explizit, da in diesem Bereich Fließerden und Talablagerungen dominieren. Angetroffen wurde der Granit aber an **Fundpunkten** in einem Wäldchen N von Manglham [R 45 91 550, H 54 13 820].

3.2.2 Ganggesteine

3.2.2.1 Biotit-Muskovit-Granit, „bmsGr_g“

Karbon bis Perm

Lithologie und Verbreitung: Der Biotit-Muskovit-Granit ist ein helles, meist mittelkörniges, seltener feinkörniges Gestein. Bei der Darstellung auf der Karte wurde dabei aber nicht mehr unterschieden. Die Biotit- und Muskovitplättchen sind im Handstück gut zu erkennen. Er ist relativ verwitterungsanfällig und die Fundblöcke bekommen als Kruste, oder auch durchgehend, eine leicht beige-gelbliche Färbung.

Biotit-Muskovit-Granit tritt auf dem Kartenblatt nur an wenigen Stellen in den Rahmengneisen auf. Aufschlüsse existieren in diesen Bereichen nicht, die Fundpunkte lassen auf eine Streichrichtung von 10 bis 30° schließen.

Wegen seines lokalen Auftretens und seiner typischen Verbreitung kann es sich nur um Gänge handeln. Der Biotit-Muskovit-Granit streicht wie die Biotit-Granit-Gänge, er folgt einer auf dem Blatt dominierenden tektonischen Richtung.

3.2.2.2 Granit, mittelkörnig, „Gr_m“

Karbon bis Perm

Lithologie und Verbreitung: Granite treten als Gänge sowohl in den Diatexiten, wie auch in den Gneisen auf. In den Diatexiten sind die mittelkörnigen, meist beigen Ganggranite mit 10 bis 15 m Breite und einigen 10er bis wenigen 100er Metern Längserstreckung weit verbreitet. Sie sind meist als Härtlinge herauspräpariert und finden sich in Kuppenlagen (Abb. 10). Die Kontakte zu den Diatexiten sind scharf und meist gut aufgeschlossen. Eine mittel- bis teilweise engständige Klüftung ist sehr oft zu beobachten. Die Streichrichtung ist vorwiegend herzynisch, seltener W–E gerichtet. Bedingt durch Mineraleinregelung bei der Platznahme oder durch mylonitische Überprägung zeigen sie oft „Faserstruktur“. Oft ist dies nur in Teilbereichen des Gesteins der Fall. Auch schlechter aufgeschlossene Bereiche werden angetroffen. Teilweise lassen sich die Strukturen dann nur durch Lesesteine rekonstruieren. Neben diesen Granitgängen existieren noch solche, die als



Abb. 10: Granitgangaufschluss östlich Tumiching [7145AG015024].

Mylonite und Ultramylonite vorliegen. Dies ist z. B. ein W–E streichender Granitgang im Steinbruch Saunstein mit ca. 15 m Breite, der vorzüglich aufgeschlossen ist.

Bei den Ganggraniten in den Gneisen handelt es sich um klein- bis hauptsächlich mittelkörnige Gesteine beiger bis grauer Farbe. In der Regel werden nur Lesesteine angetroffen, allerdings sind Gänge bzw. Gangscharen rekonstruierbar. Die Blöcke, zum Teil mit scharfem Kontakt zum Nebengestein, erreichen eine Größe von bis zu 20 cm. Die Gangdimensionen dürften in der Regel bei ca. 1 m Breite und mehreren 10er Metern Längserstreckung liegen. Verglichen mit den Gängen im Bereich der Diatextite sind sie kleiner, aber weitaus häufiger. Ihre Hauptstreichrichtung ist herzynisch, allerdings streicht auch eine große Anzahl von Gängen im Mittel NNE. Gelegentlich kommt auch NE-Streichen vor.

Aufschlüsse: E Tumiching (Probe B 340 = G5) [R 45 94 880, H 54 13 560],
Gebiet Klausen (G1) [R 45 92 230, H 54 14 350],
NE Asberg [R 45 94 510, H 54 14 660],
Abersberger Hochholz N Bärnreith (G4) [R 45 95 450, H 54 14 070].

3.2.2.3 Granit, feinkörnig, ,Grf_g

Karbon bis Perm

Lithologie und Verbreitung: Der meist beigebraune, feinkörnige Granit tritt im SE Teil des Kartenblattes auf. Das Gestein bricht eckig mit scharfen Kanten und wird im Bereich SE und NE von Tumiching fast nur an Fundpunkten angetroffen. Aufschlüsse sind selten. NE von Tumiching konnten anhand der Verteilung der Fundpunkte gangförmige Strukturen interpretiert werden. Im SE tritt der Granit als steinige Komponente in der Talfüllung auf. Das Rahmengestein ist Heller Diatexit, in den die Gänge eingedrungen sein müssen.

W des Ohhofs in Richtung Tumiching ist feinkörniger Granit an einem wenige Quadratmeter messenden Aufschluss zu beobachten.

3.2.2.4 Pegmatit-Einschaltung, Pe

Karbon bis Perm

Lithologie und Verbreitung: Pegmatite treten nur an Fundpunkten auf, vorwiegend in den Rahmengneisen. Die Fundstücke sind meist nur faustgroß, selten größer. Das Gestein ist hell und meist stark angewittert. Auffällig sind 5 bis 6 mm große Glimmerplättchen (Muskovit, teils auch etwas Biotit). Gefunden wird das Gestein vermehrt in der Nähe von Quarzgängen.

Fundpunkte: W Loh [R 45 95 820, H 54 07 900],
NW Kleiner Rachelberg [R 45 86 330, H 54 14 020],
SE Höllmannsried [R 45 86 150, H 54 15 950].

3.2.2.5 Aplit-Einschaltung, A

Karbon bis Perm

Lithologie und Verbreitung: Gelblich-hellbeige, feinkörnige Apliten, die kaum Biotit führen treten hauptsächlich als unregelmäßige Gängchen in den Dunklen wie auch in den Hellen Diatexiten auf. In den übrigen Gesteinstypen sind sie weniger häufig zu finden. Die Gängchen sind nur Zentimeter bis Dezimeter breit. Das Gestein bricht scharfkantig und tritt häufig in Form von Lesesteinen auf.

3.2.2.6 Einschaltung von Hornblende-Diorit, gangförmig

(„Nadeldiorit“), hoDrg

Karbon bis Perm

Lithologie und Verbreitung: Den Namen „Nadeldiorit“ prägte GÜMBEL (1868). In einer grünlich-grauen, dichten Grundmasse befinden sich feine, dunkle Hornblende-Nädelchen von bis zu 4 mm Länge. Typisch für das Gestein ist eine hellbeige, 3 bis 4 mm dicke Verwitterungsrinde. Schreitet die Verwitterung fort, so wird auch das Gestein etwas heller. Angetroffen wurde es an einem Fundpunkt im SE Bereich des Brotjacklriegels.

Mineralbestand: 45–55 % Plagioklas (teils zonierte, leistenförmige, verschränkte Kriställchen, randlich angelöst), 15–20 % Hornblende (meist xenomorph), 10–15 % Quarz, 10–15 % Serizit. Akzessorisch: Zirkon und Opake. Aufgrund der feinkörnig-dichten Grundmasse ist die Bestimmung ihres Mineralgehaltes schwierig.

Mikrogefüge: Mikrokristallin-porphyrisches Gefüge.

Idiomorphe Amphibole in feinkörniger Grundmasse zeigen häufig Kopfschnitte mit den Spaltwinkeln 124° bzw. 56° .

Aufschluss: Fundpunkt SE Brotjacklriegel (Probe A 544)

[R 45 90 290, H 54 09 770]

3.2.2.7 Rhyolith bis Dacit („Porphyrit“) ,R-Dc_x und ,r-Dc_g

Karbon bis Perm

Lithologie und Verbreitung: Der Rhyolith wurde nur im N Blattbereich im Gebiet von Untermittlerdorf angetroffen. Es ist ein helles, beiges bis beige-graues Gestein mit weißlichen bis zu 3 mm großen Feldspateinsprenglingen. Diese sind in einer feinkörnigen Grundmasse mit rhyolithischem Chemismus eingebettet. Gneisstückchen und feinkörnig-dichte Gesteinsfragmente granodioritischer bis tonalitischer Zusammensetzung in Millimeter- bis Zentimeter-Größe können als Xenolithe enthalten sein. Bereichsweise sind schwach ausgeprägte Fließstrukturen zu erkennen. Längliche Feldspäte und Bruchstü-

cke von Xenolithen zeichnen eine Einregelung entlang der Fließrichtung nach (Abb. 11).



Abb. 11: Porphyrit mit Xenolithen, nördlich Untermittlerdorf; [7145AG015023]

Teilweise ist intensive mylonitische Überprägung mit W–E bis herzynischer Scherrichtung in Gängen zu beobachten. Bei einer Breite von wenigen Metern erstrecken sie sich einige 10er bis 100er Meter. Das Gestein besitzt keine hohe Verwitterungsresistenz, so dass man es häufig nur an Fundpunkten antrifft. Im Aufschluss ist es von engständigen, scharfen Klüften und Klüftchen durchzogen. Die Vergesellschaftung mit älteren feinkörnigen, zerscherten Granodioritgängen ist häufig. Die Kontakte sind meist scharf. Bei schmalen Gängchen können Verfaltungen im Zentimetermaßstab auftreten.

Chemische Analyse: Rhyolithische Zusammensetzung

Mikrogefüge: Porphyrisches Gefüge (schwache mylonitische Überprägung).

Aufschlüsse: N Untermittlerdorf [R 45 90 590, H 54 16 810],

S Untermittlerdorf [R 45 89 600, H 54 15 800].

3.2.3 Mineralgänge

3.2.3.1 Quarz-Gang, ,qz_g

Oberkarbon bis Trias

Lithologie und Verbreitung: Verquarungen entstanden vorwiegend an NNE streichenden spät- bis postvariszischen Dehnungs- bzw. Bruchstrukturen. Im Gelände zeichnen Quarzblöcke von ca. 0,2 bis 1 m Kantenlänge perlschnurartig Gänge nach, die nicht direkt aufgeschlossen sind. Es konnten Strukturen mit mehreren 100 m Länge kartiert werden. Der Quarz ist häufig relativ rein. Die Farbe ist milchigweiß mit typischem Quarzglanz, teilweise treten schwach rötliche Farben auf. Auf kleinen Zwischenflächen finden sich teilweise dunkelgraue, nadelige bis aggregatartige Minerale, vermutlich eine Bleivererzung. Kleine Blöcke sind meist eckig und scharfkantig, große Blöcke kantengerundet. Punktförmige Fe-Oxid-Flecken aus der Verwitterung von Fe-Sulfiden, die dispers auftreten sind zu beobachten. In den Diatexitgebieten in Pfahlnähe werden oft kiesgroße Quarze aus verquarzten Myloniten und kleinen Kluffüllungen angetroffen.

Aufschlüsse: W Kralling [R 45 85 960, H 54 07 780] (Probe B 375), NW Artmannsreuth (Buchet, mit Abbauspuren) [R 45 96 310, H 54 10 050].

3.2.3.2 Pb-Zn-Vererzung

Perm bis Trias

Lithologie und Verbreitung: Eine, an eine Quarzmineralisation gebundene Pb-Zn-Vererzung ist aus Hunding bekannt. Das Streichen der Gangstruktur wird mit SE angegeben. Das Mundloch des ehemaligen Bergbaues liegt im SW Ortsgebiet von Hunding.

Fundstelle: Ehemalige Pb-Zn-Grube Hunding: Stolleneingang [R 45 86 520, H 54 12 170].

3.3 Tektonite

3.3.1 Kataklyse

Lithologie und Verbreitung: Kataklastische Gesteine treten vorwiegend im S Pfahlbereich auf. Dort sind es hauptsächlich die roten Feldspatite, die Kataklyse-Erscheinungen zeigen. In einigen Fällen ist das Ausgangsgestein noch zu identifizieren. Zum Teil treten aber im Pfahlbereich auch kataklastische Gesteine auf, deren Ausgangsgesteine auf Grund intensivster Kataklyse, Lösungserscheinungen und sekundärer Mineralbildungen nicht mehr zu identifizieren sind. Aus dem geologischen Verband abgeleitet, kommen allerdings als Ausgangsgesteine nur Dunkler Diatexit sowie Kalifeldspatit in Frage. Auch Pfahlmylonite wurden lokal von einer späteren Kataklyse erfasst.

3.3.2 Mylonitisierung

Lithologie und Verbreitung: Im Kartiergebiet gibt es kaum einen Gesteinstyp, der von Mylonitisierung nicht erfasst worden wäre. Am ausgeprägtesten sind die Granitgänge mit pfahlparallelem oder W–E-Streichen davon betroffen. Der helle, leicht rötliche, mittelkörnige Granitgang im Steinbruch Saunstein ist ein gutes Beispiel dafür. Er und auch die dunklen Diatexite sind auf wenigen Metern Breite von intensiver Mylonitisierung erfasst worden.

Der Ultramylonit ist ein dichtes Gestein mit straffer, schwach schlieriger Lagentextur. Dunkle Minerale treten in unscharfen, sehr feinen Schlieren auf. Anzeichen von duktiler (mit Rekristallisation) und spröder (bruchhafter) Deformation sind vorhanden. Das Gestein ist mittel- bis engständig geklüftet und an den Klüften ausgebleicht. Der Klasteranteil ist unter 5 %. Eine Identifikation der Ausgangsminerale ist nicht mehr möglich.

Sonst findet man lokal in den dunklen Diatexiten Millimeter bis Zentimeter breite Scherbänder, die das Gestein durchziehen. Seltener treten größere Strukturen mit Mylonitisierung auf.

3.3.3 Bayerischer Pfahl

3.3.3.1 Mylonit, verquarzt, BP,qzMy

Oberkarbon bis Trias

Lithologie und Verbreitung: Im zentralen Pfahlbereich findet sich verquarzter Mylonit an einem nur wenige Meter messenden Aufschluss. Es handelt sich um einen von weniger verwitterungsresistenten Pfahlmyloniten umgebenen Härtling. Das Gestein ist von grauer Farbe, dicht, hart und splittrig. Makroskopisch ist an einigen Stellen am Aufschluss eine schwache Foliation, resultierend aus der Mylonitisierung zu erkennen. Der ursprüngliche Mylonit liegt jetzt massiv verquarzt vor.

Das Gestein ist sehr engständig geklüftet und kann auch schon als Kataklastit bezeichnet werden. Bei den bruchhaften Störungen handelt es sich um unverheilte Klüftchen. Lediglich hauchdünner, puderförmiger, beigelig-weißer Kluffbelag, wahrscheinlich etwas Kaolin, wird neben geringfügigen, fleckigen Mn- und Fe-Oxiden auf den Klufflächen beobachtet. Die Bruchflächen sind glatt, die Kanten scharf und das Handstück erscheint aus prismenförmigen Elementen zusammengesetzt.

3.3.3.2 Mylonit, undifferenziert („Pfahlschiefer“), BP,My

Oberkarbon bis Perm

Lithologie und Verbreitung: Im Blattgebiet finden sich in den Pfahlmyloniten keine natürlichen Aufschlüsse. Die Kartierung dieses Bereiches beruht ausschließlich auf Lesesteinfunden, einigen wenigen künstlichen Aufschlüssen und Rammkernsondierungen.

GÜMBEL (1868) bezeichnete die Pfahlmylonite als „Urtonschiefer“, da er sich die Bildung der feinkörnigen, plattigen Mylonite und Ultramylonite noch nicht anders erklären konnte. Typische planare Mylonite treten entlang einer im Wald NE der Röhrnachmühle liegenden Zunge auf. Die wenige 10er Meter breite Zunge streicht herzynisch und wurde vom Röhrnachmühlbach herauspräpariert. Aufgeschlossen ist das Gestein schlecht, nur im Bereich des alten, fast nicht mehr kenntlichen Mühlkanals finden sich gelegentlich Lesesteine des planaren Mylonits. Die Stücke sind stark angewittert, aber sie zei-

gen ihre typische beige Farbe und die feinlamierte planare Struktur. Entlang den Scherflächen spaltet das Gestein ausgezeichnet.

Die handstückgroßen Lesesteine sind randlich häufig durch scharfe Klufflächen begrenzt, die auf eine insgesamt starke Durchklüftung des gesamten Bereiches hindeuten. Die Klufflächen stehen in stumpfen Winkeln zur Folia-tion. Auf den Störungsflächen, die primär durch Mylonitisierung erzeugt wurden, zeigen sich an vielen Stücken Harnische und deutliche Abrisskanten. Der Pfahlmylonit ist also später noch im spröden Bereich tektonisch bean-sprucht worden.

3.4 Tertiär

Eine Bruchschollentektonik mit post-variszischer Hebung führte im subtropi-schen Klima des Tertiärs zu tiefgründiger Verwitterung des Untergrundes und zur Bildung von Zersatzdecken, die nach BAUBERGER & UNGER (1984) bis zu 30 m mächtig werden können. Diese Bereiche liegen heute teilweise noch als tertiäre Rumpfflächen vor. Beim Zersatz handelt es sich vorwiegend um san-diges, schluffiges Material, das auch Komponenten in Feinkiesgröße führen kann. Im Zersatz können Verwitterungsrestblöcke aus nicht oder nur schwach zersetzten Metabasit- oder Gneisschollen enthalten sein.

3.5 Quartär

3.5.1 Pleistozän

Im Pleistozän gehörte dieser Teil des Bayerischen Waldes zum Periglazial-gebiet, war also nicht vergletschert. Über dem Permafrostboden entwickelte sich in den sommerlichen Auftauperioden bereits bei geringer Hangneigung ein gravitatives Bodenfließen. Durch diese Solifluktion entstanden Fließerden in unterschiedlicher Mächtigkeit (bis mehrere Meter). Ihre Zusammensetzung variiert mit dem Ausgangsmaterial.

3.5.1.1 Wanderschutt, „X,fl

Pleistozän

Bei Wanderschutt (differenziert) handelt es sich um steinige Fließerden, deren Hauptkomponenten aus steinigem Material bestehen.

3.5.1.2 Fließerde und Blockschuttbestreuung, „fl

Pleistozän

Lithologie und Verbreitung: Kartiertechnisch erfasst wurden nur entsprechend mächtige Fließerdedecken. Sehr häufig findet man nur geringmächtige Fließerden, die wenige Dezimeter bis zu einem Meter mächtig sind und nur als dünne Hülle den felsigen Untergrund bedecken. Diese Flächen sind zwar weit verbreitet, konnten aber auf der Karte nicht dargestellt werden. Flächen dieser Art wurden im klassischen Sinne als „anstehendes Gestein“ auf der Karte eingetragen. Im Durchschnitt ist von einer Mindestmächtigkeit von 2 m bei den dargestellten Fließerdedecken auszugehen (Abb. 12). Wasserführung in den Fließerden wurde häufig festgestellt. Die meisten Fließerden sind



Abb. 12: Steinige Fließerde über Zersatz, Baugrubenaufschluss in Allhartsmais.

sandig bis lehmig mit steinigen Komponenten. Ihr Korngrößenspektrum orientiert sich an dem des tertiären Zersatzes. Vereinzelt tritt Blockschuttüberstreuung auf. Es wurden Gesteinsblöcke bis mehrere Dezimeter Größe vom Fließvorgang erfasst. Vom Fließlehm umschlossen wurden sie bei entsprechender Hangneigung über größere Distanzen transportiert.

3.5.2 Holozän

Die holozänen Bildungen beschränken sich auf Abschwemmmassen, Schwemmkegel oder -fächer, Talfüllungen, Talböden sowie auf Moor- und Anmoorbildungen. Die holozänen Talböden bzw. Auelehme werden von pleistozänem Schutt, Kiesen und Sanden unterlagert. Über die Mächtigkeit der Talfüllungen ist keine gesicherte Aussage zu machen, sie dürfte sich allerdings im Bereich von bis zu einigen Metern bewegen.

3.5.2.1 Abschwemmmassen, „w

Holozän

Lithologie und Verbreitung: Abschwemmmassen setzen sich aus Lehm, Sand und Kies unterschiedlicher Massenanteile – je nach Ursprungsgebiet – zusammen. Der Großteil des verfrachteten Materials dürfte seinen Ursprung in pleistozänen Fließerden haben. Eine kolluviale Komponente ist jedoch meist zu erkennen.

3.5.2.2 Schwemmkegel oder -fächer

Holozän

Lithologie und Verbreitung: Die Schwemmkegel oder Schwemmfächer zeigen die selbe Zusammensetzung wie die jeweiligen Talablagerungen aus denen sie sich entwickeln. Sie bestehen hier aus Lehm und Sand mit unterschiedlichen Beimengungen von Komponenten in Kiesgröße.

3.5.2.3 Talfüllungen, polygenetisch, „ta

Holozän

Lithologie und Verbreitung: Holozäne Sedimente wurden in den flachen Talböden des Bruckerbachs, Röhrnachbachs (NE Röhrnachmühle), Röhrnachmühlbachs, Hungermühlbachs, Gernbachs, Gneistinger Bachs, Scheibenbergbachs und der Mitternacher Ohe abgelagert. In den genannten Bereichen finden sich immer wieder auch kleinere anmoorige und moorige Bereiche von mehreren Quadratmetern Fläche, die auf der Karte nicht einzeln dargestellt werden können.

3.5.2.4 Bach- und Flussablagerungen, „f

Holozän

Lithologie: Die holozänen Talfüllungen bestehen aus Ablagerungen, die erst nach der letzten Vereisungsperiode, also in den letzten rund 10 000 Jahren entstanden sind. Durch die Erosionskraft des Wassers wurden in den Talungen Sande, Kiese und siltige Auelehme abgelagert.

3.5.2.5 Torf und Anmoore, „H und „Hm

Holozän

Lithologie und Verbreitung: Moore und Anmoore bildeten sich typischerweise auf pleistozänen Fließerden in flachen Hanglagen, flachen Tälern oder Mulden. Die lehmigen Horizonte in den Fließerdekörpern fungieren als Wasserstauer für die Niederschlagswässer, was zur Bildung von Pseudogleyen und Anmooren, teils auch Mooren, führt. An Fließerdehängen wurden an Austrittsstellen von Stauwasser, vorwiegend im mittleren und unteren Hangbereich, Hanganmoore und Moore angetroffen.

Dies ist z. B. S Unterneumais, N Höllmannsried, N und S Abtschlag, E Ort, NW und E Allhartsmais, SW und E Hunding, N Schöfweg, NE Knierreit, NW Schlag und SE Ölberg der Fall.

Anmoorige und moorige Bereiche mit typischem Niedermoorcharakter, also Lage in Flussniederungen, Mulden und Senken sind im Kartiergebiet weit verbreitet.

3.5.2.6 Künstliche Ablagerungen und künstlich verändertes Gelände Industriezeitalter

Künstliche Ablagerungen finden sich in ehemaligen Steinbrüchen und Abbau- en. Hierbei handelt es sich hauptsächlich um steiniges Aushubmaterial aus Bautätigkeiten. Als Beispiele sind der ehemalige Grus-Abbau E Kasberg, der Grus-Abbau Zeller-Mühle der Fa. Hacker, der ehemalige Steinbruch S Ohhof sowie der ehemalige Feldspatit Abbau S Kirchdorf i. W. zu nennen, wohin in unterschiedlicher Menge Aushubmaterial verbracht worden ist.

Im größeren Stil künstlich verändertes Gelände (Dammaufschüttungen usw.), ausgenommen ein paar Straßendämme, tritt auf Blatt Schöfweg nicht auf. In der Regel handelt es sich um die Anpassung des natürlichen Geländes an die Erfordernisse bei der Anlage von Gewerbegebieten.

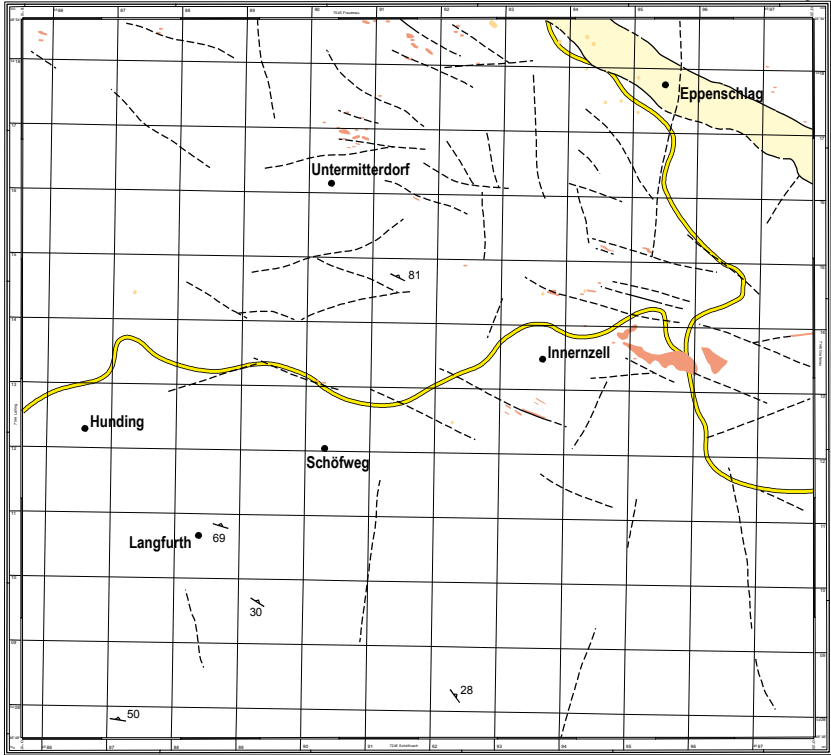
4 Tektonischer Bau

Die markanteste und dominierende tektonische Struktur im Kartiergebiet ist die Scherzone des Bayerischen Pfahls (HOFMANN 1962) mit ihren Myloniten. Sie trennt die Cordierit-Sillimanit-Kalifeldspat-Gneise im NE von den dunklen Diatexiten im SW. Die herzynisch streichende Pfahlzone ist die Hauptstörungszone, deren Mylonite im Kartiergebiet in einer Breite von bis zu 750 m angetroffen wurden. In Anbetracht der Dimension der Störungszone des „Pfahls“ ist es nicht verwunderlich deren Einflüsse auch weitverbreitet im SW-Bereich von ihr festzustellen.

Das Gebiet wird von einer Bruchschollentektonik mit postvariszischer Hebung in einzelne Schollen geteilt. Die tektonischen Strukturen im Grundgebirge des Kartiergebietes spiegeln sich auch in dem Verteilungsmuster der Talungen wieder (Abb. 13). Schaut man sich nur die Talverläufe auf dem gesamten Kartenblatt, klar hervorgehoben durch die auskartierten Talfüllungen an, so zeigen sich deutlich die vorherrschenden tektonischen Richtungen. Es ist die Gruppe der typischen, fast N–S streichenden Strukturen; Eintalungen, die im Mittel um 20° und 170° streichen. Weitere prägnante Strukturen verlaufen in herzynischer Richtung, um 120° sowie um 80° . Da weite Teile des Kartenblattes von pleistozänen und quartären Deckschichten maskiert sind, findet man nur untergeordnet eindeutige tektonische Indikatoren.

Störungszone sind meist durch den Verlauf der Täler und mehr oder weniger ausgeprägte morphologische Einschnitte im überwiegend kuppig zerteilten Gelände zu erkennen. Die Einmessung von Scherflächen und Klüften im benachbarten Gestein von Taleinschnitten zeigt sehr häufig gleiche Streichrichtung wie die Einschnitte und lässt somit eine aussagekräftige Interpretation zu. Aufgrund quartärer Überdeckung sind in den Tallagen selbst kaum Aufschlüsse für eine tektonische Interpretation vorhanden. Auch die Qualität der wenigen Aufschlüsse in den Eintalungen ist nicht sehr hoch. Bewegungsindikatoren wie Harnische finden sich ebenfalls nicht häufig.

Dominant sind pfahlparallele, in W–E-Richtung und nahezu in N–S-Richtung verlaufende Störungszone. An diesen Richtungen orientiert sich auch das Entwässerungssystem. Im Bereich direkt S des Pfahls treten pfahlparallel in den Diatexiten häufig Kataklasite auf. Auch an einzelnen anderen Stellen im Gebiet, z. B. im Granit im Bereich Asberg, wurden Kataklasite angetroffen.



Zeichenerklärung

- Störung, nachgewiesen
- - - - Störung, vermutet bzw. von Ablagerungen verdeckt
- ↘₃₀ Streichen und Fallen der s-Flächen
- Schöfweg Ortsnamen
- Bundesstraße

Tektonite

- Mylonit und Ultramylonit, undifferenziert, duktil deformierte Magmatite bzw. Metamorphite
- Kataklasit

Bayerischer Pfahl

- Mylonit und Ultramylonit, undifferenziert ("Pfahlschiefer")

Abb. 13: Tektonische Kartenskizze.

Meistens sind sie als Lesesteine, selten anstehend, zu finden. Einige Mylonite konnten in Aufschlüssen angetroffen werden.

Die tektonischen Erscheinungen lassen sich im Kartiergebiet relativ klar in einen Bereich duktiler und spröder Deformation gliedern. Der Bereich duktiler Deformation ist vom Pfahl geprägt und umfasst pfahlparallele (streichen im Bereich von 120° bis 140°) und W–E streichende Störungen bzw. Mylonitizonen.

Bruchhafte Verformung in Form von Kataklasiten kommt auch hier mit Streichrichtungen um 120° vor. Kataklasite werden vorwiegend, wenn auch nicht aufgeschlossen, im S Pfahlbereich angetroffen. Der Nachweis konnte SW Röhrnackmühle bei Aushubarbeiten für einen Geräteschuppen [R 45 93 680, H 54 18 400] und bei der Erstellung eines Wohnhauses am W Ortsrand von Eppenschlag [R 45 95 060, H 54 17 870] geführt werden. Die Aufschlüsse wurden im Zuge der Bauarbeiten wieder geschlossen. Im Bereich Röhrnackmühle wurde roter Feldspatit angetroffen, der stellenweise mylonitisiert und insgesamt stark kataklastisch überprägt ist.

An den Aufschlüssen über das gesamte Blattgebiet hinweg lieferten Bruchstrukturen (Klüftungen) die überwiegende Mehrheit der tektonischen Informationen. Schieferungsflächen (Abb. 14 und 15) und Gangstrukturen konnten dagegen nur sehr untergeordnet beobachtet und gemessen werden. Es wurden auch nur sehr wenige Harnische bzw. Lineare angetroffen, was auf die intensiven Verwitterungserscheinungen im Gebiet zurückzuführen ist.

Die Kartenskizze zeigt deutlich die tektonischen Hauptrichtungen auf dem Blattgebiet. Die Zone des Bayerischen Pfahls ist die Hauptstörungszone. Parallel dazu treten vorwiegend mylonitische Störungszonen auf. Pfahlparallele bruchtektonische Strukturen treten in ihrer Häufigkeit hinter die mylonitischen Strukturen zurück. Die NNE und NNW streichenden Störungen sind fast immer bruchtektonischer Natur. Die das Gebiet prägende Tektonik hat alle Gesteinstypen gleichermaßen erfasst. Typisch für das Gebiet sind die fast immer saiger oder nahezu saiger stehenden Störungsflächen. Es ist davon auszugehen, dass es sich bei den Störungssystemen um tiefgehende Strukturen handelt, die auch flächenhaft außerhalb des Blattgebietes angetroffen werden können.

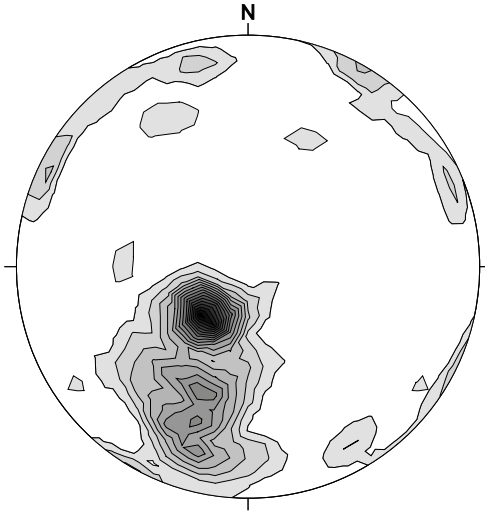


Abb. 14: Polpunktendiagramm:
Schieferungsflächen der
Biotit-Plagioklas-Gneise.

Anzahl der Messungen: $n = 80$,
Max. Dichte der Pole bei: 225/66

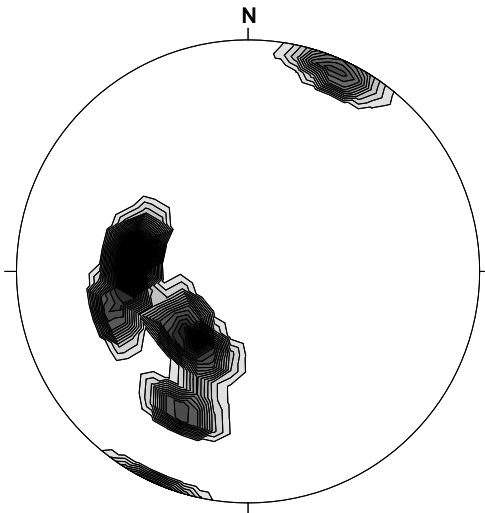


Abb. 15: Polpunktendiagramm:
Schieferungsflächen der **Cordierit-
Sillimanit-Kalifeldspat-Gneise.**

Anzahl der Messungen: $n = 8$,
Max. Dichte der Pole bei: 274/48

5 Geologische Aufschlüsse und Geotope

Nachfolgend werden die wichtigsten Aufschlüsse und Geotope im Blattgebiet, untergliedert nach Aufschlusstyp, aufgelistet. Die in eckigen Klammern angegebene Nummer ist die Identifikationsnummer der im Bodeninformationssystem (BIS; www.bis.bayern.de) des Bayerischen Landesamtes für Umwelt geführten Aufschlüsse.

5.1 Steinbrüche

STBR 1 [7145AG000004]: Steinbruch Saunstein, Fa. Thiele (in Betrieb)

Lage: [R 45 97 750, H 54 13 950]; Höhe ca. 650 m NN

Der Steinbruch zeigt einen Einblick in die Vielfalt der dunklen Diatexite („Palite“). Hier ist es möglich eine Vielzahl der Varietäten der dunklen Diatexite auf engstem Raum, gut aufgeschlossen und in frischem Zustand anzutreffen. Einen guten Einblick bietet der Steinbruch auch in die Ganggranit-Strukturen, die in den Diatexiten stecken. Eine herausragende tektonische Struktur ist die W–E streichende Mylonitisierungszone im S-Teil des Steinbruches, die einen ca. 15 m breiten Granitgang und sein Nebengestein erfasst hat (Abb. 16).

Es stehen hier Ultramylonite und Mylonite an, die an der gut aufgeschlosse-



Abb. 16: Steinbruch Saunstein; Blick in Ostrichtung auf den mylonitisierten Granitgang; [7145AG000004].

nen Wand auf der obersten Sohle zugänglich sind. Der Steinbruch ist mit der [Nummer 272A011 im Geotopkataster Bayern](#) registriert. Der Steinbruch ist in Betrieb und darf daher nicht ohne vorherige Anmeldung betreten werden.

STBR 2 [7145AG015009]: Steinbruch S Kirchdorf i. W. (aufgegeben)

Lage: [R 45 92 970, H 54 18 540]; Höhe ca. 600 m NN

Zwei ehemalige Abbaugruben im roten Feldspatit sind am Unterhang des S Talhanges zum Bruckerbach hin zu finden. Sie messen jeweils ca. 20 x 15 m und erstrecken sich hangparallel. Es ist möglich die ausgelängten und eingeregelteten fleischroten Kalifeldspat-Großkristalle an der Aufschlusswand, die gleichzeitig eine Klufffläche darstellt, zu sehen.

STBR 3 [7145AG015026]: Steinbruch/Abbau bei der Zeller-Mühle,

Fa. Hacker (zeitweise in Betrieb)

Lage: [R 45 91 750, H 54 15 900]; Höhe ca. 585 m NN

NE von Kaltenbrunn wird in einem Steinbruch ein im Tertiär tiefgründig vergruster Heller Diatexit abgebaut. Man sieht den typischen Gesteinszersatz mit Verwitterungsrestblöcken. Es handelt sich vorwiegend um mafische und um Gneis-Schollen die in einer Matrix aus Grus schwimmen. Die Reste eines mylonitisierten, hellbeigen Granitgangs sind angeschnitten.

STBR 4 [7145AG015027]: Steinbruch S Vocking (aufgegeben)

Lage: [R 45 95 364, H 54 12 372]; Höhe ca. 635 m NN

Von TROLL & WINTER (1969) wird das Vorkommen als langgestreckter Metabasitkörper, der mindestens 100 m lang und über 50 m breit ist und an die „Palite“ grenzt beschrieben. Der Steinbruch selbst ist mit ca. 15 x 8 m Größe ein W–E streichender Abbau in den Hang hinein. Am besten schaut man sich das dunkle, massige Gestein auf der rechten Seite des Eingangs zum Bruch an, wo eine mehrere Meter hohe Halde von gebrochenen Blöcken aufgeschüttet worden ist.

STBR 5 [7145AG000002]: Steinbruch Laschinger bei Padling (aufgegeben)

Lage: [R 4586199, H 5413086]; Höhe ca. 570 m NN

Im Aufschluss stehen Dioritschollen innerhalb von Gneisen an, die den Rest eines größeren gangförmigen Dioritkörpers darstellen. Der Steinbruch ist mit der [Nummer 271A007 im Geotopkataster Bayern](#) registriert.

5.2 Straßen- und Wegaufschlüsse

STR 1 [7145AG015013]: Granodioritkörper S Kirchberg i. W.

Lage: [R 45 87 350, H 54 17 910]; Höhe ca. 640 m NN

Der Aufschluss in der W Straßenböschung ist nur wenige Quadratmeter groß, aber er vermittelt einen repräsentativen Eindruck des Gesteins (siehe Abschnitt 3.2.1.4).

STR 2 [7145AG015014]: Dunkler Diatexit am Einschnitt der B 533 N Innernzell;

Lage: [R 45 93 600, H 54 13 870]; Höhe ca. 600 m NN

Im Straßeneinschnitt der B 533 N von Innernzell findet man auf ca. 300 m Länge in den Böschungen N und S der Fahrbahn dunklen Diatexit mit migmatischem Charakter. Das Gestein ist immer wieder von kleinen Granitgängen mit scharfen Kontakten durchsetzt. Der dunkle Diatexit führt Diorit- und Amphibolitschollen, an einigen Stellen treten mehrere cm-große Kalifeldspäte in einer dunklen Grundmasse aus Hornblende, Biotit und Feldspat auf. Auf der S-Seite findet man magmatische Gefüge. Mafische Schollen sind durch Schmelze gesprengt und auseinander getrieben worden, ohne dass die Bedingungen ausgereicht hätten, sie zu assimilieren. Die Schollenstücke liegen meist mit scharfen Begrenzungen gegenüber der eingedrungenen Schmelze vor. Der Aufschluss ist mit der [Nummer 272A007 im Geotopkataster Bayern](#) registriert.

STR 3a, b [7145AG015016] und [7145AG015017]: Metatektischer Biotit-Plagioklas-Gneis in der N Straßenböschung

Lage: (a) B 533 N Padling [R 45 86 650, H 54 13 000] und im Kurvenbereich

(b) [R 45 87 020, H 54 13 590]; Höhe ca. 560 m NN

Die beiden Aufschlüsse zeigen das typische Erscheinungsbild der metatektischen Biotit-Plagioklas-Gneise mit ihren Quarzlinen, Kalksilikat- und mafischen Schollen (siehe Abschnitt 3.1.2.2). Der Aufschluss (b) ist mit der [Nummer 271A018 im Geotopkataster Bayern](#) registriert.

STR 4 [7245AG015119]: Anschnitt von mittel- bis grobkörnigem, porphyrischem Granit („Saldenburger Granit“) (bereits Blatt Schöllnach)

[R 45 97 610, H 54 07 500]; Höhe ca. 550 m NN

Es ist die einzige Stelle mit aufgeschlossenem, nicht vergrustem mittel- bis grobkörnigem, porphyrischem Granit („Saldenburger Granit“) (siehe Abschnitt 3.2.1.1).

STR 5 [7145AG015018]: Granit NW Manglham.

Lage: [R 45 91 400, H 54 14 130]; Höhe ca. 650 m NN

Der wenige Quadratmeter große Aufschluss des flaserigen Granites liegt in der W Straßenböschung (siehe Abschnitt 3.2.1.5).

5.3 Natürliche Aufschlüsse

NAUF 1 [7145AG015019]: Metatektischer Cordierit-Sillimanit-Kalifeldspat-Gneis an der Kammlinie

Lage: [R 45 96 400, H 54 18 600]; Höhe ca. 760 m NN

Metatektischer Cordierit-Sillimanit-Kalifeldspat-Gneis liegt als Felsfreistellung entlang der Kammlinie gut aufgeschlossen vor (siehe 3.1.2.3).

NAUF 2 [7145AG015020] : Mylonit (verquarzt) NW Röhrnachmühle

Lage: [R 45 94 260, H 54 18 470]; Höhe ca. 610 m NN

Pfahlmylonit (verquarzt) steht an einem wenige Quadratmeter großen Aufschluss an (siehe Abschnitt 3.3.3.1)

NAUF 3 [7145AG015021]: NW Asberg

Lage: [R 45 94 600, H 54 14 800]; Höhe ca. 565 m NN

Dunkler Diatexit liegt in Form von mehreren kubikmetergroßen, wollsackartig verwitterten Blöcken vor.

NAUF 4 [7145AG015022]: Granodiorit N Untermittlerdorf am Weg

Lage: [R 45 90 090, H 54 16 970]; Höhe ca. 785 m NN

Ein granodioritischer Körper mit Intrusionskontakt zum Kalifeldspat-Großkristall-führenden dunklen Diatexit ist anzutreffen. Der Intrusionskontakt liegt im Dachbereich des Granodioritkörpers.

NAUF 5 [7145AG015023]: Rhyolith bis Dacit („Porphyrit“) N Untermittlerdorf

Lage: [R 45 90 590, H 54 16 810]; Höhe ca. 690 m NN

Ein mylonitisch überprägter Rhyolith-Gang ist mit einem Granodioritgang vergesellschaftet. Der Rücken wird weitgehend aus Granodiorit gebildet, der auf

dem Kamm und am N Hang an vielen Stellen aufgeschlossen ist. Rhyolith, Granodiorit und Diatexit dienen hier als Beispiel für die polyphase Intrusions- und Deformationsgeschichte der Gesteine (GALADI-ENRIQUEZ et al. 2009). Der Rhyolith schließt Schollen aus dem Nebengestein ein und zeigt gut ausgeprägte Deformationsstrukturen. Der Aufschluss ist mit der [Nummer 276R034 im Geotopkataster Bayern](#) registriert.

NAUF 6 [7145AG015024]: Ganggranit E Tumiching

Lage: [R 45 94 890, H 54 13 590]; Höhe ca. 630 m NN

Ein mittelkörniger Ganggranit ist als Härtling herauspräpariert (Abb. 10). Das Gestein zeigt eng- bis mittelständige Klüftung. Der Aufschluss ist typisch für das Erscheinungsbild der Ganggranite in den Diatexiten.

NAUF 7 [7145AG015025]: Quarz-Gang W Kralling

Lage: [R 45 85 960, H 54 07 780]; Höhe ca. 510 m NN

Im Wald findet man mehrere über einen Meter messende Quarzblöcke. Der Gang selbst ist nicht aufgeschlossen.

NAUF 8 [7145AG015037]: Felskuppe am Bichelstein

Lage: [R 4586457, H 5408503]; Höhe 830 m NN

Der Gipfelbereich des Bichelsteins besteht aus Gneisen mit perligem Gefüge, deren Schieferung flach einfällt. Der plateauartige Gipfel fällt steil ab. Diese imposanten Gipfelklippen sind das Ergebnis pleistozäner Erosion, bei der tiefgründige tertiäre Verwitterungsdecken bis zum anstehenden Festgestein abgetragen wurden. Der Aufschluss ist mit der [Nummer 271R004 im Geotopkataster Bayern](#) registriert.

5.4 Historischer Bergbau

Bergbauspuren in Hunding [7145AG015038]

Lage: [R 4586537, H 5412244]; Höhe ca. 470 m NN

Der ehemalige Bergbau in Hunding ist der einzige bekannte Erzbergbau im Lkr. Deggendorf. Abgebaut wurde eine silberhaltige Bleiglanzvererzung in einem Quarzgang. Der Bergbau wurde erstmals 1562 erwähnt, seit Ende des 19. Jhdts. ist die Grube aufgelassen. Informationstafeln des Naturparks Bayerischer Wald erläutern die Situation. Der Stollen ist nicht öffentlich zugänglich. Er ist mit der [Nummer 271G002 im Geotopkataster Bayern](#) registriert.

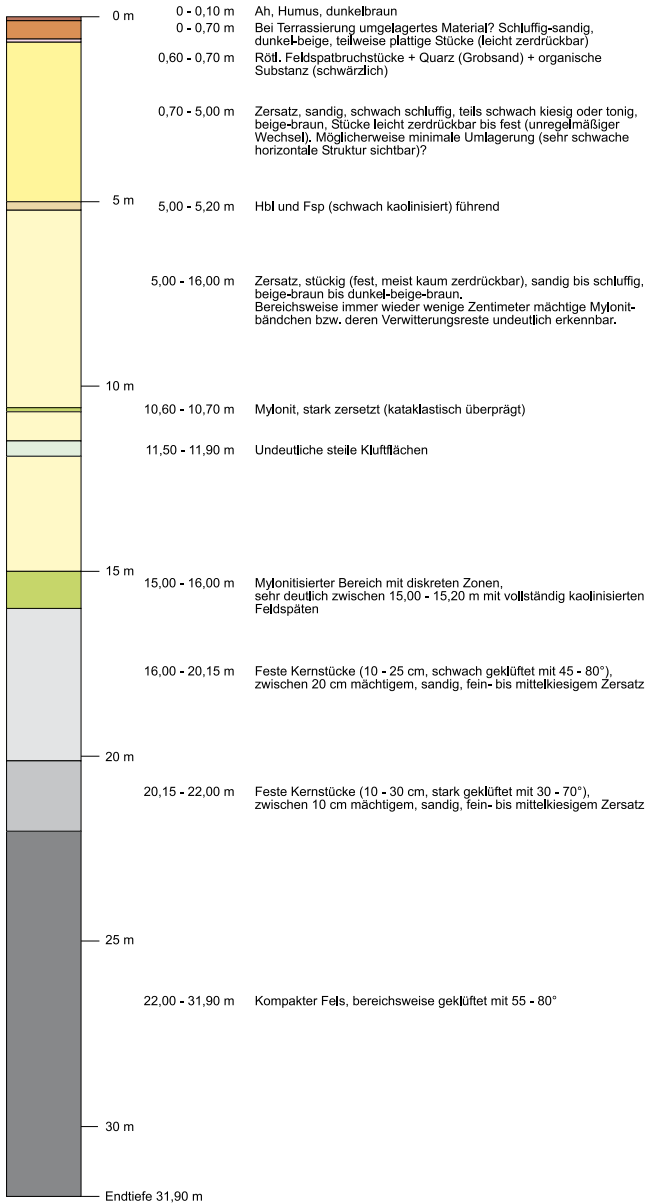


Abb. 17: Profil der Forschungsbohrung Abschlag 03/01 [7145BG015006]; es wurde Dunkler Diatexit erbohrt.

6 Bohrungen

Im Rahmen der Kartierung des Kartenblattes Schöfweg wurden Rammkernsondierungen zur Ermittlung der Deckschichtenmächtigkeit durchgeführt. Ferner wurde eine gekernte Forschungsbohrung 2003 niedergebracht. Die in eckigen Klammern angegebene Nummer ist die Identifikationsnummer im Bodeninformationssystem (BIS; www.bis.bayern.de) des Bayerischen Landesamtes für Umwelt.

6.1 Profil der Forschungsbohrung Abtschlag

Bohrung Abtschlag 03/01 [7145BG015006]

Bohrpunkt: R 45 93 070, H 54 18 070; Ansatzhöhe: 632 m ü. NN

Das Profil der Bohrung Abtschlag mit Dunklem Diatexit (Abb. 17 und 18) zeigt deutlich die Auswirkungen von tektonischer Beanspruchung und tertiärer Verwitterung auf das Gestein. Reste einer braunerdeartigen Bodenbildung rei-



Abb. 18: Bohrkernfoto Forschungsbohrung Abtschlag, Tiefenbereich 27,3 bis 27,4 m; Dunkler Diatexit mit Kalifeldspateinsprenglingen.

chen bis 0,7 m Tiefe. Durch Umlagerungsaktivitäten im Zuge einer Terrassierung des Geländes ist allerdings keine eindeutige Aussage dazu zu machen. Im Teufenbereich von 15,0 bis 15,5 m wurde Kaolinisierung angetroffen, die allerdings in Zusammenhang mit einer Mylonitisierungszone in diesem Bereich gesehen werden muß. Eine mächtige Vergrusungszone reicht bis in eine Teufe von 16 m. Der Zersatz ist vorwiegend sandig bis schwach schluffig, teilweise schwach kiesig. Eine Zone mit Kleinzerklüftung ist vorhanden und besteht aus zersetztem Gestein, sowie Kernstücken, die zwar alteriert, aber noch in festem Verband sind. Anstehendes frischeres Gestein tritt ab 20,15 m auf. Die intensive engständige Klüftung mit Harnischbildungen bis zum Profildende dürfte mit der nahegelegenen Pfahlzone in Verbindung zu bringen sein. Ansonsten handelt es sich um völlig frisches Gestein.

6.2 Ausgewählte Rammkern-Sondierprofile

Zur Ermittlung der Mächtigkeit der Deckschichten wurden an ausgewählten Stellen nahezu über das gesamte Blattgebiet hinweg 60 Rammkernsondierungen mit 60 bzw. 40 mm Durchmesser durchgeführt. Fließerde- und Zersatzmächtigkeiten konnten ermittelt und das unterlagernde Gestein bestimmt bzw. besser charakterisiert werden (Abb. 19a, b, c).

Eine Aussage über die absolute Mächtigkeit der Deckschichten kann gerätebedingt (Eindringtiefe des Bohrgerätes) nur in wenigen Fällen gemacht werden. Wurde die Endteufe in geringer Tiefe (Abb. 19a) erreicht, ist eine



Abb. 19a: Sondierung in der Pfahlzone (S 29) W Eppenschlag [45 94 610, H 54 18 310];

Die Sondierung endet bei einer Teufe von 2,1 m im festen Pfahlmylonit. Überlagernd konnten Umlagerungsprodukte von Pfahlmylonit festgestellt werden. Das umgelagerte Gestein ist vorwiegend sandig, teils schwach tonig und steinführend.

genaue Aussage über die Oberkante des anstehenden Festgesteins zu machen. Bei mächtigeren Deckschichten bestimmte die für das Ziehen des Gestänges maximal mögliche Mantelreibung maßgeblich die Eindringtiefe bzw. Endteufe. Bei diesen tiefergehenden Sondierungen kann mit der Endteufe also nur eine Mindestmächtigkeit der Deckschicht angegeben werden. Eine genaue Bestimmung der Deckschichtenmächtigkeit muss gegebenenfalls über eine Bohrung erfolgen.



Abb. 19b: Sondierung im Gneiszersatz Oberöd (S 21) [45 94 160, H 54 11 390]; Die Endteufe dieser Sondierung lag bei 6,0 m. Es wurde sandiger, teils sandig-lehmiger brauner Biotit-Plagioklas-Gneis-Zersatz angetroffen. Die enthaltenen Biotitplättchen waren messingfarben alteriert, aber nicht weiter zersetzt. Von einer geringfügigen Umlagerung des Lockermaterials in den oberen Metern kann ausgegangen werden. Zum Wasserzutritt kam es bei einer Teufe von 2,7 m.



Abb. 19c: Sondierung Hungerberg (S 13) [45 96 910, H 54 16 720]; Die Sondierung erfolgte in den Dunklen Diatexit und erreichte eine Endteufe von 3,9 m. Es wurde zerrütteter (kataklastisch beanspruchter) blau-grauer Diatexit in Sand- bis Kiesgröße angetroffen. Unverwitterte, kantige Feldspat-Bruchstücke bis 2 cm Größe treten auf. Eine lehmige Komponente konnte festgestellt werden. Wasserzutritt fand ab 1,1 m Teufe statt.

7 Literatur

Zitierte Literatur

- BAUBERGER, W. & UNGER, H. (1984): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt 7446 Passau. – 175 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- DÜRR, S. (1967): Exkursionsziele im Lallinger Winkel. – *Geologica Bavarica*, **58**: 94–107, München.
- FRANKE, W., DALLMEYER, R. D. & WEBER, K. (1995): Geodynamic evolution. – In: DALLMEYER, R. D., FRANKE, W. & WEBER, K. [Hrsg.]: *Pre-Permian Geology of central and eastern Europe*. – 579–593, Berlin (Springer).
- FRANKE, W. (2000): The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. – In: FRANKE, W. HAAK, V., ONCKEN, O. & TANNER, D. [Hrsg.]: *Orogenic processes: Quantification and modelling in the Variscan belt*. – Geological Society, London, Special Publications, **179**: 35–61, London.
- FRENTZEL, A. (1911): Das Passauer Granitmassiv. – *Geognost. Jh.*, **24**: 105–192, München.
- FUCHS, G. (1976): Zur Entwicklung der Böhmisches Masse. – *Jahrb. Geol. B. A.*, **119**: 45–61, Wien.
- GALADI-ENRIQUEZ, E., BLAHA, U., SIEBEL, W. & ROHRMÜLLER, J. (2009): Structural, geochronological and barometric constraints on Variscan deformation in the southwestern Bohemian Massif: the case study of the Untermitteldorf igneous body (Bavarian Forest, Germany). – *Z. dt. Ges. Geowiss.*, **160** (4): 297–313, Stuttgart.
- GEBAUER, D. (1984): Ein Modell der Entwicklungsgeschichte des ostbayerischen Grundgebirges auf der Basis plattentektonischer Vorstellungen und radiometrischen Datierungen. – In: BAUBERGER, W. & UNGER, H. (1984): *Erläuterungen zum Blatt Nr. 7446 Passau. Geol. Karte von Bayern 1 : 25 000*, 13–22, München. (Bayer. Geol. L.-Amt).
- GEBAUER, D. & FRIEDL, G. (1994): A 1.38 Ga protolith age for the Dobra orthogneiss (Moldanubian Zone of the southern Bohemian Massif, NE-Austria): evidence from ion-microprobe (SHRIMP) dating of zircon. – *J. Czech. Geol. Soc.* **39**: 34–35, Prag.

- GÜMBEL, C. W. VON (1868): Geognostische Beschreibung von Bayern. II Abt.: Das Ost-bayerische Grenzgebirge. – 968 S., Gotha (Perthes).
- HOFMANN, R. (1962): Die Tektonik des Bayerischen Pfahls. – Geol. Rdsch., **52**: 332–346, Stuttgart.
- JACKSON, J. A. [Hrsg.] (1997): Glossary of Geology. – 4. Aufl.: 769 S., Alexandria, Va. (Amer. Geol. Inst.).
- KOSSMAT, F. (1927): Gliederung des variszischen Gebirgsbaues. – Abh. Sächs. Geol. L.-A., 39 S., Leipzig.
- LIST, F. (1969): Geologische Exkursionen im Gebiet nördlich und östlich Deggendorf an der Donau. – Geologica Bavarica, **58**: 86–93, München.
- MURAWSKI, H. MEYER, W. (2004): Geologisches Wörterbuch. – 11. Aufl.: 262 S., Heidelberg (Spektrum).
- ROHRMÜLLER, J., MIELKE, H. & GEBAUER, D. (1996): Überblick – Grundgebirge. – In: Bayerisches Geologisches Landesamt [Hrsg.]: Geologische Karte von Bayern 1 : 500 000: 16–64, München.
- SCHWARZBACH, M. (1974): Das Klima der Vorzeit – Eine Einführung in die Paläoklimatologie. – 3. Aufl.: 380 S., Stuttgart (Enke).
- STEINER, L. (1968): Alkalisierung im Pfahlgebiet am Beispiel der Palitgesteine des Bayerischen Waldes. – Doktorarbeit an der Ludwig-Maximilians-Universität München, 150 S., München.
- STEINER, L. (1972): Alkalisierung im Grundgebirge des Bayrischen Waldes. – N. Jb. Miner. Abh., **116**: 132–166, Stuttgart.
- TAIT, J. A., BACHTADSE, V., FRANKE, W. & SOFFEL, H. (1997): Geodynamic evolution of the European Variscan fold belt: palaeomagnetic and geological constraints. – Geol. Rundsch., **86**: 585–598, Berlin.
- TAIT, J., SCHÄTZ, M., BACHTADSE, V. & SOFFEL, H. (2000): Palaeomagnetism and Palaeozoic palaeogeography of Gondwana and European terranes. – In: FRANKE, W., HAAK, V., ONCKEN, O. & TANNER, D. [Hrsg.]: Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt. – Geological Society, London, Special Publications, **179**: 21–34.

TEIPEL, U. (2003): Obervendischer und unterordovizischer Magmatismus im Bayerischen Wald: Geochronologische (SHRIMP), geochemische und isotopengeochemische Untersuchungen an Metamagmatiten aus dem Westteil des Böhmisches Massivs. – Münchner Geol. Hefte, **A 33**: 99 S., München.

TEIPEL, U., EICHHORN, R., LOTH, G., ROHRMÜLLER, J., HÖLL, R. & KENNEDY, A. (2004): U-Pb SHRIMP and Nd isotopic data from the western Bohemian Massif (Bayerischer Wald, Germany): Implications for Upper Vendian and Lower Ordovician magmatism. – Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.), **93**: 782–801, Berlin.

TROLL, G. (1967): Geologische Übersichtskarte des Bayerischen Waldes 1 : 100 000 (ohne Regensburger Wald und Hohen Bogen). – Geologica Bavarica, **58**: Beilage, München.

TROLL, G. & WINTER, H. (1969): Zur Petrographie und Geochemie von Anatexiten und ihren basischen Einschlüssen im Passauer Wald, Niederbayern. – Geologica Bavarica, **60**: 52–94, München.

Weiterführende Literatur

BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT (Hrsg) (1969): Arbeiten aus dem ostbayerischen Grundgebirge. – Geologica Bavarica, **60**: 187 S., München.

BEER, W. (1981): Die strukturelle Entwicklung der Metamorphose des Bayerischen Waldes. – Diss. Univ. Göttingen, 186 S., Göttingen.

BEHR, H. J., ENGEL, W. & FRANKE, W. (1980): Guide to excursion no. 2, Münchberger Gneismasse and Bayerischer Wald. International conference on the effect of deformation on rocks. – Microtectonics, **80**: 100 S., Göttingen.

CHRISTINAS, P. (1982): Rb/Sr-Alter und Genese der Palitgesteine des Vorderen Bayerischen Waldes. – Diss. Univ. München, 199 S., München.

CHRISTINAS, P., KÖHLER, H. & MÜLLER-SOHNUS, D. (1991): Altersstellung und Genese der Palite des Vorderen Bayerischen Waldes. – Geologica Bavarica, **96**: 87–108, München.

DAVIS, G. L. & SCHREYER, W. (1962): Altersbestimmungen an Gesteinen des ostbayerischen Grundgebirges und ihre geologische Deutung. – Geol. Rdsch., **52**: 146–169, Stuttgart.

- DOLLINGER, U. (1967): Die Buchberger Leite am Bayerischen Pfahl. – *Geologica Bavarica*, **58**: 169–172, München.
- DÜRR, S. & LIST, F. K. (1969): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 7144 Lalling. – München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- FISCHER, G. & TROLL, G. (1973): Bauplan und Gefügeentwicklung metamorpher und magmatischer Gesteine des Bayerischen Waldes. – *Geologica Bavarica*, **68**: 7–44, München.
- FLURL, M. (1792): Beschreibung der Gebirge von Baiern und der Oberen Pfalz, ergänzt durch die akademische Rede Ueber die Gebirgsformationen in den dermaligen Churpfalz-baierischen Staaten (1805). – Lehrberger, G. [Hrsg.] (1992): 434 S., München (Eigenverlag G. Lehrberger).
- FRANKE, W., HAAK, V., ONCKEN, O. & TANNER, D. (eds) (2000). *Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt*. – Geological Society, London, Special Publications, **179**.
- GALADI-ENRIQUEZ, E., KROEMER, E., LOTH, G., PÜRNER, T., RAUM, G., TEIPEL, U. & ROHRMÜLLER, J. (2009): Erdgeschichte des Oberpfälzer Waldes: Geologischer Bau, Gesteine, Sehenswürdigkeiten, Geologische Karte 1 : 150 000. – 110 S., Augsburg (Bayerisches Landesamt für Umwelt).
- GRAUERT, B., HÄNNY, R. & SOPTRAJANOVA, G. (1974): Geochronology of a polymetamorphic and anatectic gneiss region: The Moldanubikum of the area Lam-Deggendorf, Eastern Bavaria, Germany. – *Contr. Mineral. Petrol.*, **45**: 37–63, Berlin, Heidelberg.
- GROMES, N. (1980): Geologische und mikrothermometrische Untersuchungen zur Mineralisation des Bayerischen Pfahls. – Dipl.-Arb. Universität Göttingen, 119 S., Göttingen.
- MATTERN, F. (1993): Late Carboniferous to early Triassic shear sense reversals at strike-slip faults in eastern Bavaria. – *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, **9/10**: 1471–1490, Stuttgart.
- MEYER, R. K. F. (1989): Die Entwicklung der Pfahl-Störungszone und des Bodenwöhrer Halbgrabens auf Blatt Wackersdorf. – *Erlanger geol. Abh.*, **117**: 1–24, Erlangen.
- MIELKE, H. (1989): Tektonik des Kristallins auf Blatt Wackersdorf. – *Erlanger geol. Abh.*, **117**: 35–42, Erlangen.

- OTT, W. D. (1988): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 7147/48 Freyung/Bischofsreut. – 137 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- PEUCKER-EHRENBRINK, B. & BEHR, H. J. (1993): Chemistry of hydrothermal quartz in the post-Variscan „Bavarian Pfah“ system, F. R. Germany. – Chem. Geol., **103**: 85–102.
- PICHLER, H. & SCHMITT-RIEGRAF, C. (1994): Gesteinsbildende Minerale im Dünnschliff. – 230 S., 2. Auflage., Stuttgart (Enke).
- PRIEHÄUSSER, G. (1952): Über die Entwicklung von Auen und Filzen und anderen Waldvernässungen im Bayer. Wald. – Mitt. Staatsforstverwaltung. Bayern, **27**, München.
- PRIEHÄUSSER, G. (1961): Felsfreistellungen, Blockmeere, Blockströme und Blockstreuung im Bayer. Wald. – Geol. Bl. NO-Bayern, **11** (3): 123–132, Erlangen.
- SCHRÖCK, A. (1991): Der alte Bergbau in Hunding. – Deggendorfer Geschichtsblätter, Heft 12/1991.
- Suess, F. E. (1903): Bau und Bild der Böhmisches Masse. – In: DIENER, C., HOERNES, R., SUSS, F. E. & UHLIG, V. [Hrsg.]: Bau und Bild Österreichs. – 1–322, Wien.
- TEIPEL, U., GALADI-ENRIQUEZ, E., GLASER, S., KROEMER, E. & ROHRMÜLLER, J. (2008): Erdgeschichte des Bayerischen Waldes: Geologischer Bau, Gesteine, Sehenswürdigkeiten, Geologische Karte 1:150.000. – Augsburg (Bayerisches Landesamt für Umwelt).
- TROLL, G. (1966): Über Metabasite des Bayerischen Waldes. 1. Zur Petrographie und Petrochemie apatit- und biotitreicher Metabasite im nördlichen Passauer Wald. – N. Jb. Miner. Abh., **106**: 72–75, Stuttgart.
- TROLL, G. (1967): Führer zu geologisch-petrographischen Exkursionen im Bayerischen Wald. Teil 1: Aufschlüsse im Mittel- und Ostteil. – Geologica Bavarica, **58**: 189 S., München.

8 Glossar

Erläuterung im vorangegangenen Text verwendeter, nicht allgemein gebräuchlicher Fachbegriffe. Zusätzliche Auskunft über die geologische Fachterminologie geben einschlägige Wörterbücher wie z. B. MURAWSKI & MEYER (2004) oder JACKSON (1997).

→*Anmoor:*

Boden mit hoch anstehendem Grund- oder Stauwasser, oft Übergangsstadium bei der Verlandung eines Niedermoores. Der bis zu 40 cm mächtige, schwarzgraue Oberboden (Ah) enthält als Humusform Anmoorhumus der wegen zersetzungshemmender, anaerober Bedingungen zu 15–30 Gew.-% aus organischer Substanz besteht.

→*Blockmeer:*

Ansammlung von Felsblöcken.

→*Blockstrom:*

Durch Solifluktion umgelagertes, lang gestrecktes Blockmeer.

→*Braunerde:*

Entwickelt sich in gemäßigt humiden Klimazonen meist aus sandig-lehmigem Ausgangsmaterial. Der Name ergibt sich aus dem Verbraunungsprozess, der die Bodenfarbe bestimmt. Bei der Verwitterung wird Eisen freigesetzt, das sich gleichmäßig im Unterboden verteilt. Braunerden weisen im Profil einen humosen Oberhorizont (Ah-Horizont) auf, der in der Regel gleitend in einen braun gefärbten Horizont im Unterboden (Bv-Horizont) übergeht. Darunter folgt in 25–150 cm Tiefe der C-Horizont der meist aus Lockermaterial des Ausgangsgesteins besteht.

→ *Bruchtektonik:*

Zerbrechungs- und Versetzungserscheinungen der Erdkruste, verbunden mit der Bildung von Klüften, Spalten und Verwerfungen. Kann zur Entstehung von Gräben, Horsten, Bruchstufen u.a. führen.

→ *Danubisch:*

SW–NE Streichrichtung, dem Oberlauf der Donau folgend.

→ *Diaphthorese:*

Vorgang, bei dem ein metamorphes Gestein durch retrograde (rückschreitende) Metamorphose in einen niedrigeren Metamorphosegrad überführt wird.

→ *Geomorphologie:*

Lehre von den auf die Erdoberfläche gestaltend wirkenden physischen Vorgängen und den durch sie geschaffenen Formen.

→ *Kataklasit:*

Kataklasite sind durch spröde (bruchhafte) Deformation entstandene Gesteine.

→ *Metabasit:*

Basisches metamorphes Gestein.

→ *Moor:*

Ein durch Grund- oder Niederschlagswasser ständig bis an die Oberfläche durchfeuchtetes Gelände mit schlammigem Boden, in oder über dem sich unvollständig zersetztes pflanzliches Material angereichert hat. Je nach Gestalt, Aufbau und der Art der Wasserspeisung unterscheidet man Hoch-, Übergangs- und Niedermoore.

→ *Palit:*

Nach FRENTZEL (1911) Pyroxen- und Hornblende-führende Gesteine S des Bayerischen Pfahls.

→ *Pfahl (Bayerischer Pfahl):*

Bezeichnung für den Quarzgang, der sich als Härtlingszug über 150 km von Nabburg im NW bis Freyung im SE durch das nordostbayerische Grundgebirge erstreckt.

→ *Rhyolith:*

Vulkanit sauren Chemismus. Vulkanitisches Äquivalent des Granits.

→ *Solifluktion (Bodenfließen):*

Fließende bis kriechende Bewegung aufgeweichter Lockermassen in Hanglage, besonders in Gebieten mit Frostwechselklima. Kann zur Bildung von Strukturböden und Blockmeeren führen.

→ *Subduktion*:

Das Abtauchen schwerer ozeanischer Kruste unter kontinentale Kruste in den Erdmantel.

→ *Xenolith (Fremdgestein)*:

Gesteinsbruchstücke aus dem Nebengesteinsrahmen, die beim Aufstieg einer Schmelze mitgeschleppt wurden.

Tab. 1: Geochemische Analysen für Blatt 7145 Schöfweg
(Oxide in Gew.-% und Elemente in ppm)

Helle Diatexite																							
Probe	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Ba	Cr	Ni	Rb	Sr	V	Y	Zn	Zr	Summe		
B85	60,21	0,87	18,35	4,15	0,06	1,92	3,77	3,74	5,17	0,32	0,42	3327	6	149	1163	312	465	312	7	89	140	100,10	R 45 97 190, H 54 10 370
B85_1	59,86	0,84	18,27	4,07	0,06	1,91	3,74	3,73	4,94	0,31	0,40	3222	1	152	1140	230	1140	230	13	61	430	98,65	R 45 97 190, H 54 10 370
STRO	57,25	0,80	17,22	6,23	0,10	3,30	3,36	2,89	5,99	0,58	0,75	3430	61	18	170	519	105	28	94	137	98,94	R 45 92 560, H 54 15 380	
N4	74,15	0,08	14,27	0,59	0,01	0,00	1,41	3,12	5,38	0,04	0,34	1171	0	0	125	221	166	4	0	128	99,56	R 45 87 750, H 54 18 660	
N Laifitz																							

Dunkle Diatexite																						
Probe	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Ba	Cr	Ni	Rb	Sr	V	Y	Zn	Zr	Summe	
A862	57,73	0,85	17,80	7,48	0,12	3,03	6,18	4,15	1,75	0,20	0,65	522			62	465	312	7	89	140	100,10	R 45 95 690, H 54 13 330
A176b	67,59	0,63	15,44	3,13	0,04	1,70	2,69	3,44	4,41	0,19	0,42	1244	2	9	157	486	223	13	39	220	99,91	R 45 87 700, H 54 17 050
B77	46,32	1,48	13,96	9,91	0,16	10,74	7,95	2,44	4,21	0,91	1,15	1620	548	189	254	658	358	28	115	249	99,62	R 45 90 480, H 54 18 050
B77_1	45,77	1,52	14,12	10,13	0,17	11,00	8,09	2,23	4,41	0,85	1,15	1503	568	183	273	632	365	28	122	279	99,83	R 45 90 480, H 54 18 050
HB	69,49	0,34	14,76	1,79	0,02	0,95	1,49	2,54	6,98	0,22	0,31	2609	0	0	178	613	188	17	17	153	99,26	R 45 89 810, H 54 17 650
A111a	67,76	1,10	15,09	2,96	0,03	0,89	1,96	3,03	5,87	0,28	0,48	2716	0	0	122	676	229	8	23	875	99,91	R 45 83 280, H 54 16 650
A159	59,09	1,53	16,04	7,05	0,10	2,54	4,09	3,36	4,03	0,68	0,83	1362	0	4	142	531	291	41	108	625	99,66	R 45 94 420, H 54 15 740
B73a	60,04	1,46	16,16	6,86	0,09	2,17	3,64	3,45	4,34	0,68	0,46	1288	8	157	406	274	37	108	677	99,66	R 45 89 890, H 54 15 330	
GMB	67,47	0,47	16,26	2,40	0,02	1,23	3,23	4,27	3,34	0,16	0,31	922		84	571	198	2	26	170	99,36	R 45 95 490, H 54 15 660	

Probe	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Ba	Cr	Ni	Rb	Sr	V	Y	Zn	Zr	Summe	
B396	57,33	1,23	17,96	5,73	0,08	3,02	4,70	3,78	4,50	0,50	0,76	2037	59	19	161	629	117	36	81	564	100,01	R 45 97 910, H 54 13 670
A689	48,68	1,52	11,40	10,46	0,20	10,68	7,71	0,87	5,85	0,70	1,10	3387	776	131	262	421	363	36	132	297	99,75	R 45 91 250, H 54 18 650

Granite																						
Probe	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Ba	Cr	Ni	Rb	Sr	V	Y	Zn	Zr	Summe	
FGMH	73,03	0,23	14,33	1,47	0,02	0,40	0,72	3,40	5,32	0,32	0,63	258	0	0	225	60	170	22	27	73	99,93	Faergranit, Straße Mangham Schönbrunn
A608	72,69	0,33	14,03	2,06	0,03	0,54	0,91	3,17	5,03	0,32	0,67	268	0	0	250	59	177	28	54	98	99,87	Ganggranit, Sommerwald
NS-P3	72,75	0,28	14,23	1,70	0,02	0,46	0,88	2,91	5,52	0,32	0,63	290	0	0	245	61	173	24	40	83	99,59	S Schönbrunn
47	72,00	0,31	12,97	1,49	0,02	0,27	0,93	2,88	5,99	0,05	0,61	337			344	86	172	45	10	176	97,65	Ganggranit SE Ohhof
FUER	69,07	0,72	14,00	3,22	0,05	0,64	1,19	2,83	5,73	0,28	0,56	897	11	0	269	110	21	55	48	482	98,60	R 45 89 350, H 54 15 830
A695a	73,98	0,13	14,00	0,94	0,01	0,23	0,55	3,70	4,79	0,24	0,73	195			224	47	159	17		47	99,36	Ganggranit, Hangen- keithner-Hügelt
A691	71,51	0,25	14,56	1,60	0,02	0,43	0,72	3,28	5,30	0,40	1,82	304			278	60	169	27	35	84	99,99	NW Fuchstein
A776	68,49	0,77	14,58	2,25	0,03	0,81	1,76	2,78	6,12	0,24	0,19	2504			142	625	222	11	19	710	98,44	R 45 90 370, H 54 17 660
B82a	70,78	0,36	14,24	1,95	0,02	0,50	1,09	3,54	5,99	0,41	0,35	279			257	84	178	29	42	144	99,33	Ganggranit (Pumpunkt)
A970	73,98	0,13	13,38	0,98	0,02	0,19	0,68	3,17	5,04	0,15	0,49	171			258	33	163	38	3	78	98,27	Ganggranit NE Langruth

Probe	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Ba	Cr	Ni	Rb	Sr	V	Y	Zn	Zr	Summe	
B82b	74,68	0,13	12,96	0,95	0,01	0,15	0,63	2,93	6,12	0,03	0,33	243			273	104	160	41	81	99,00	Kirchberg/Untenholz R 45 97 530, H 54 11 04D	
B82b_1	73,73	0,15	12,64	1,13	0,01	0,15	0,63	2,82	6,00	0,03	0,31	246			340	88	164	47	95	97,70	Kirchberg/Untenholz R 45 97 530, H 54 11 04D	
B75	72,25	0,24	14,30	1,61	0,03	0,39	0,73	3,30	5,22	0,37	0,68	249			322	49	171	32	51	79	99,20	E Hittberg R 45 90 560, H 54 18 24D
B130	72,90	0,04	15,02	0,74	0,03	0,08	0,43	4,51	3,87	0,49	0,87				710	154	73	11	31	99,08	NW Rammeisberg (Fundpunkt) R 45 96 990, H 54 12 280	
N7	74,84	0,20	13,33	1,63	0,04	0,29	0,87	3,84	4,69	0,10	0,51	200	0	0	234	42	167	43	25	105	100,23	Soldenburger Granit R 45 97 380, H 54 07 720

Granodiorite																						
Probe	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Ba	Cr	Ni	Rb	Sr	V	Y	Zn	Zr	Summe	
A252	58,51	1,87	15,57	7,80	0,12	2,61	4,20	3,12	4,06	0,87	0,65	1421	0	8	107	360	297	31	118	231	99,62	Stralze S Kirchberg i. W. R 45 97 350, H 54 17 910
UNM	58,67	1,55	16,31	7,03	0,10	2,56	4,23	3,51	4,16	0,64	0,61	1435	0	5	114	544	289	33	109	629	99,68	Untenaunsa R 45 96 630, H 54 18 950
B355	60,57	1,86	15,12	7,30	0,11	2,31	3,79	3,18	4,16	0,81	0,52	1102	28	3	183	321	87	56	110	487	99,81	N Untermittendorf R 45 90 190, H 54 17 090
A764	54,98	2,31	15,85	9,73	0,15	3,12	4,87	3,60	3,54	1,00	0,42	1310		10	100	427	331	43	146	646	99,87	Bernholz R 45 90 090, H 54 16 970
B74c	66,69	0,61	15,52	2,90	0,03	1,54	2,78	3,34	4,75	0,23	0,46	1357	2	12	148	512	210	12	32	286	99,11	N Untermittendorf R 45 90 190, H 54 17 090
B73a	59,28	1,52	16,30	7,08	0,10	2,31	3,81	3,53	3,99	0,68	0,56	1382		2	146	449	280	39	112	709	99,46	S Untermittendorf R 45 89 890, H 54 15 930
A871a	50,18	2,13	14,01	15,36	0,29	7,53	8,90	0,90	0,17	0,17	0,38	62	35	28		80	524	31	148	111	100,12	NE Langfurth R 45 88 650, H 54 10 980
A947	61,91	1,47	15,07	6,34	0,09	1,87	2,91	3,19	4,56	0,63	0,52	1296		5	136	257	266	40	106	597	98,82	NW Mittendorf R 45 88 230, H 54 11 020

Probe	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Ba	Cr	Ni	Rb	Sr	V	Y	Zn	Zr	Summe	
B232	62,38	1,45	14,89	6,28	0,10	1,84	2,93	3,09	4,63	0,60	0,45	1321	32	0	164	261	66	62	106	597	98,93	R 45 90 050, H 54 08 370
A142	61,51	1,36	15,60	6,27	0,09	2,21	3,68	3,36	4,34	0,61	0,54	1309	0	2	131	481	277	38	101	546	99,86	R 45 94 520, H 54 15 220
B1a	61,47	1,56	15,17	7,03	0,10	2,08	3,16	3,17	4,45	0,71	0,51	1291	11	138	278	274	44	117	682	99,68	R 45 87 250, H 54 07 690	
B12	61,07	1,57	15,18	7,01	0,10	2,13	3,23	3,26	4,41	0,70	0,34	1299	5	129	285	273	41	115	665	99,27	R 45 87 750, H 54 07 800	
NW- Haus	62,72	1,44	15,17	6,29	0,09	1,90	3,04	3,17	4,55	0,60	0,28	1301	34	0	154	273	68	62	89	588	99,55	R 45 88 480, H 54 11 680
NW- Haus_1	66,05	1,04	15,06	5,04	0,08	1,60	2,38	2,94	4,62	0,46	0,49	1233	28	0	158	243	66	53	76	447	100,04	R 45 88 480, H 54 11 680
N12	61,29	1,59	15,15	7,04	0,10	2,22	3,36	3,42	4,30	0,73	0,52	1298	0	6	126	288	279	42	126	649	100,00	R 45 87 060, H 54 08 750
2x	62,86	1,45	15,25	6,37	0,09	1,91	2,88	2,94	4,53	0,64	0,37	1270	2	142	254	265	40	113	592	99,55	R 45 88 300, H 54 11 620	
A679c	54,31	1,56	17,38	7,04	0,07	3,68	5,52	4,00	3,19	0,69	0,73	1930	32	37	90	992	314	15	78	497	98,57	R 45 94 660, H 54 15 190
QDPAD/ B421	59,52	1,76	15,41	7,89	0,12	2,30	3,76	3,00	4,21	0,82	0,78	1384	35	27	145	325	90	75	129	769	99,91	R 45 85 700, H 54 13 010

Porphyrite																						
Probe	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Ba	Cr	Ni	Rb	Sr	V	Y	Zn	Zr	Summe	
B73b	71,96	0,33	14,32	1,99	0,03	0,46	0,83	3,42	5,47	0,31	0,57	322	323	72	323	72	176	39	46	113	99,82	R 45 89 890, H 54 15 930
B357	73,43	0,23	13,97	1,74	0,03	0,41	0,70	3,29	5,07	0,37	0,64	217	10	0	318	52	11	13	53	117	99,96	R 45 90 590, H 54 16 910

Die Geologie des Kartenblattes Schöfweg wird durch variszisch geprägte Paragneise und Diatexite (einschließlich der Palite) bestimmt. Spätvariszische Magmatite (meist Granite) treten nur untergeordnet auf. Im Nordostteil bei Eppenschlag durchzieht die Nordwest–Südost streichende, bis 750 m breite Pfahlstörung das Blattgebiet. Landschaftlich liegt eine Zweiteilung vor mit einem kuppigen bis flachwelligen Nordostteil mit mittleren Höhenlagen von 500–700 m ü. NN sowie einen Südwestteil mit Höhenlagen zwischen 700–1000 m ü. NN.

Auf dem Blattgebiet ist nur der Steinbruch Saunstein bei Schönberg in Betrieb. Es wird Dunkler Diatexit zur Schotterproduktion abgebaut. Tertiärzeitlich zersetztes Kristallingestein (Saprolith) wird zeitweise in einem Abbau bei Kaltenbrunn gewonnen.

Biotit-Plagioklas-Gneise mit Kalksilikat- und Metabasit-Einschaltungen sind südwestlich des Pfahls, metatektische Cordierit-Sillimanit-Kalifeldspat-Gneise nordöstlich des Pfahls verbreitet. Die Diatexite mit granitischer, granodioritischer bis dioritischer Zusammensetzung treten südwestlich des Pfahls auf und führen meist mafische Schollen und Kalifeldspat.