Geologische Karte von Bayern

1 : 25 000

Erläuterungen

zum

Blatt Nr. 6943 Viechtach

von

WOLF-DIETRICH OTT

mit Beiträgen von

KURT BADER (Geophysik), ALBERT DOBNER (Hydrogeologie)
FRIEDRICH HARTEL (Baugrundgeologie), HANS-R. WEGENER (Die Böden)

Mit 12 Abbildungen, 5 Tabellen und 5 Beilagen

München 1983

Herausgeber und Verlag: Bayerisches Geologisches Landesamt
Prinzregentenstraße 28, 8000 München 22

Redaktion: JOSEF SCHWARZMEIER

Blattschnitt der Geologischen und Bodenkundlichen Karte von Bayern 1:25 000

(nordöstliches Bayern)

Geologische Karte von Bayern

1 : 25 000

Erläuterungen

zum

Blatt Nr. 6943 Viechtach

von

WOLF-DIETRICH OTT

mit Beiträgen von

KURT BADER (Geophysik), ALBERT DOBNER (Hydrogeologie)
FRIEDRICH HARTEL (Baugrundgeologie), HANS-R. WEGENER (Die Böden)

Mit 12 Abbildungen, 5 Tabellen und 5 Beilagen

München 1983

Herausgeber und Verlag: Bayerisches Geologisches Landesamt
Prinzregentenstraße 28, 8000 München 22

Redaktion: JOSEF SCHWARZMEIER

Geol. Kt. Bayern 1:25 000	Erl.	6943	71 S.	12 Abb.	5 Tab.	5 Beil.	1 Kt.	München 1983

Druck: Frühmorgen & Holzmann, München

Inhaltsverzeichnis

Seite

Vorwort 5

1. Geographischer und geologischer Überblick, erdgeschichtlicher Werdegang 7

2. Gesteinsfolge 12
2.1. Metamorphe Gesteine 12
2.1.1. Cordierit-Sillimanit-Gneis 12
2.1.2. Cordieritführender Perlgneis 16
2.1.3. Perlgneis 17
2.1.4. Körnelgneis 19
2.1.5. Amphibolit 20
2.1.6. Biotit-Plagioklas-Zeilengneis 21
2.1.7. Kalksilikatgneis 22
2.2. Metamorphe Eruptivgesteine 23
2.2.1. Redwitzitischer Metabasit 23
2.3. Anatektische Gesteine 25
2.3.1. Paragranodiorit 25
2.3.2. Ödwieser Granit 28
2.3.3. Palit 30
2.4. Magmatische Gesteine 31
2.4.1. Kristallgranit 31
2.4.2. Mittelkörniger Granit 33
2.4.3. Quarz-Glimmer-Diorit 35
2.4.4. Hornblendediorit 36
2.5. Mineralgänge 38
2.5.1. Pegmatit 38
2.5.2. Pfahlquarz 38
2.5.3. Quarz i. allg. 39
2.6. Mechanisch beanspruchte Gesteine 40
2.6.1. Mylonite 40
2.6.2. Perlgneis im engeren Sinn (Blastomylonit) 42
2.7. Tertiär 43
2.8. Quartär 43
2.8.1. Fließerden 43
2.8.2. Hangschutt 43

3. Tektonik 44

4. Geophysikalische Untersuchungen (K. Bader) 49

5. Hydrogeologische Verhältnisse (A. Dobner) 50
5.1. Hydrogeologischer Überblick 50
5.2. Oberflächengewässer 50
5.3. Hydrogeologische Kennzeichnung und Grundwasserführung der Gesteine 51
5.4. Quellen 51
5.5. Grundwasserhaushalt 53
5.6. Grundwasserbeschaffenheit 54
5.7. Wasserversorgung 55

6. Nutzbare Ablagerungen 56

7. Die Böden (H.-R. Wegener) 57

8. Baugrundgeologische Untersuchungen (F. Hartel) 61

9. Geologisch wichtige Aufschlüsse 67

10. Literatur 68

Verzeichnis der Beilagen:

Beilage 1: Die häufigsten Minerale im ostbayerischen Grundgebirge (W.-D. Ott)

Beilage 2: Mineralbestand der wichtigsten metamorphen und magmatischen Gesteine (W.-D. Ott)

Beilage 3: Chemische Gesteinsanalysen (W.-D. Ott)

Beilage 4: Hydrogeologische Kenndaten und Grundwasserchemismus (A. Dobner)

Beilage 5: Bodenanalysen (H.-R. Wegener)

Abkürzungen

Ap	Apatit	Musc	Muscovit
Bi	Biotit	Myr	Myrmekit
Cc	Calcit	Or	Orthit
Chl	Chlorit	Pg	Plagioklas
Cor	Cordierit	Pyr	Pyroxen
Gr	Granat	Qu	Quarz
HbL	Hornblende	Sill	Sillimanit
Hgl	Hellglimmer	Ti	Titanit
Kf	Kalifeldspat	Zoi	Zoisit
KlZ	Klinozoisit	Zr	Zirkon

Vorwort

M. FLURL gab bereits im Jahre 1792 in seiner Beschreibung der Gebirge von Baiern und der oberen Pfalz erste Hinweise auf die geologischen Gegebenheiten des Gebietes um Viechtach und die nutzbare Anwendung der dort vorkommenden Gesteine. Im 19. Jahrhundert erfolgte unter der Leitung des Königlichen Bergrathes C. W. VON GÜMBEL eine vollständige geognostische Aufnahme des ostbayerischen Kristallins. Als Ergebnis wurde 1868 ein Kartenwerk im Maßstab 1 : 100 000 samt Textband herausgebracht. Es sollte bis 1935 das Standardwerk bleiben. Im Jahr 1935 wurde im Rahmen der Gemeinschaftskartierung Bayerischer Wald von J. NOTHHAFT das Gradabteilungsblatt Viechtach im Maßstab 1 : 25 000 mit dem Ziel der Auffindung von Lagerstätten aufgenommen. Doch leider kam diese Arbeit über das Stadium einer Manuskriptkarte nie hinaus.

Da sich während der vorliegenden Bearbeitung durch neuere Methoden und Ansichten verschiedene Unstimmigkeiten zu dieser Manuskriptkarte herausstellten, wurde das Gradabteilungsbaltt Nr. 6943 Viechtach in den Jahren 1977–1979 vom Verfasser*) vollkommen neu aufgenommen und bearbeitet.

---

*) Anschrift des Verfassers: Diplom-Geologe Dr. WOLF-DIETRICH OTT, Bayerisches Geologisches Landesamt, Prinzregentenstraße 28, 8000 München 22.

1. Geographischer und geologischer Überblick, erdgeschichtlicher Werdegang

Das Gebiet des Gradabteilungsblattes Viechtach (6943) liegt im mittleren Teil des Vorderen Bayerischen Waldes, ca. 25 km NNW von Deggendorf. Es wird begrenzt durch die Koordinaten 49°00' und 49°06' nördlicher Breite und 12°50' und 13°00' östlicher Länge. Seine Landschaft ist geprägt durch die NW nach SE, also diagonal durch das Gebiet verlaufende Senke, aus der der Pfahl mit seiner Quarzmauer und den begleitenden „Mylonitschiefern" herausragt und das Gebiet von Viechtach in zwei grundverschiedene, geographische Bereiche trennt (Abb. 1).

Der Nordostteil zeigt das typische Aussehen eines Mittelgebirges mit kristallinem Untergrund. Sanft gerundete Hügel gewinnen vom Pfahl nach Nordosten an Höhe, die im Weigelsberg mit 898 m ihr Maximum findet. Sie

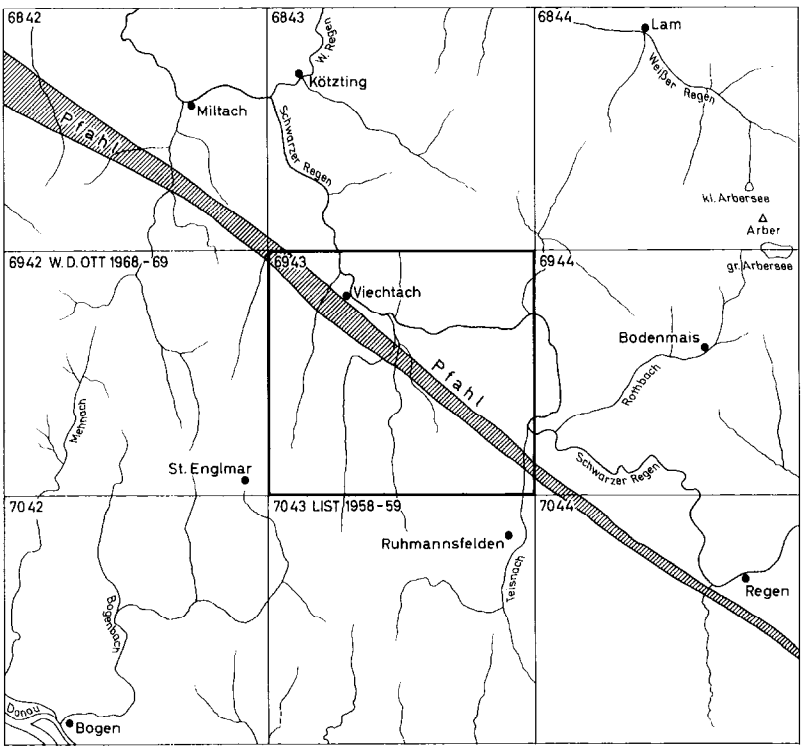


Abb. 1. Lage des Blattgebietes.

sind vorwiegend von Nadelwald, hier besonders Fichte, seltener Tanne, bestockt. Eingestreute Siedlungen und Felder hellen diese an sich düstere Landschaft auf. Tiefeingeschnitten fließt der Schwarze Regen vom östlichen Kartenrand zunächst in westliche Richtung, biegt bei Gstadt nach NW um und nimmt schlingernd Richtung Donau seinen Lauf.

Ein ganz anderes Aussehen vermittelt der Teil des Gebietes südlich des Pfahls. Hier ist das vorherrschende Lineament die Nord–Süd-Richtung. Ihr folgen von West nach Osten der Ried-Bach, die Aitnach, der Täublmühl-Bach, der Hof-Bach und die Teisnach in teilweise typisch asymmetrischen Talungen. Die begleitenden Höhenzüge sind bewaldet. Hier herrscht auf trockenen Standorten die Fichte vor, während Laubhölzer, wie Buche und Erle, feuchten und tiefgründig verwitterten Untergrund anzeigen. Eigentümlich sind die turmartigen Aufbauten auf diesen Höhenrücken. Sie stellen sich bei näherer Betrachtung bald als stock- und gangartige Einschübe magmatischer Gesteine, wie Granit, Kristallgranit bzw. Quarz-Glimmer-Diorit, heraus. Insgesamt ist das Bild der Landschaft um den Hauptort Viechtach als Ergebnis tiefgründiger tertiärer Verwitterungsprozesse anzusehen. Der Zersatz metamorpher und magmatischer Gesteine ist aufgrund des Interngefüges sehr unterschiedlich. Die Hauptursache dieses Aussehens liegt jedoch in den verschiedenen tektonischen Ereignissen, die den Untergrund geprägt haben. Das Bild dieser Landschaft spiegelt somit den geologischen Werdegang wider.

Der mittlere Teil des Vorderen Bayerischen Waldes ist ein Teil des Ostbayerischen Grundgebirges. Dieses ist wiederum in zwei Bereiche aufgeteilt, das Saxothuringikum im Norden und das sog. Moldanubikum im Süden. Die Grenze zwischen diesen Einheiten ist die sog. Luhe-Linie, benannt nach einem kleinen Fluß in der nördlichen Oberpfalz. Nachdem zunächst F. E. SUESS (1903) den Begriff der moldanubischen Zone aufgrund lithologischer und stratigraphischer Gegebenheiten eingeführt hatte, konkretisierte sich schließlich der Name Moldanubikum nach der Lage des Gebietes zwischen der Moldau im Nordosten und der Donau an der Südwest- bzw Südseite. G. FISCHER (1967) sieht dieses Moldanubikum als Unterlage der algonkischen und altpaläozoischen Schichtenfolge Innerböhmens, des sog. Barrandiums an. Es enthält NE bis NNE streichende und steil nach NE abtauchende Faltenachsen, die dem Algonkium fremd sind. Das genaue Alter dieser moldanubischen Gesteinsserien, auch wenn sie das Altpaläozoikum unterlagern, steht somit jedoch noch nicht fest.

Cordieritgneise, Biotit-Plagioklas-Gneise und Diatexite bilden neben weniger bedeutenden Gesteinsserien die Hauptelemente des Bayerischen Waldes. Doch so offenkundig wie jetzt traten diese Gesteine im Laufe der Geschichte nicht immer zutage. Man muß sich vielmehr darüber im klaren sein, daß zu ihrer Bildung hohe Temperaturen und Drucke nötig waren, die nur durch eine mächtige sedimentäre Überdeckung hervorgerufen werden konnten. Wo diese Überdeckung hinverfrachtet worden ist, darüber können nur Vermutungen

Tabelle 1: Zusammenfassende Übersicht über die geologische Entwicklungsgeschichte des ostbayerischen Grundgebirges aufgrund geochonologischer Daten (GEBAUER 1977)

Alter	Geologische Ereignisse
2400–1900 Mill. Jahre	Bildung von Zirkon in den Hochgebieten, die das sedimentäre Ausgangsmaterial der moldanubischen Paragneise lieferten
1100–480 Mill. Jahre	Sedimentation, Intrusion granitischer Gesteine (heutige Orthogneise?)
600–550 Mill. Jahre	assyntische Regionalmetamorphose und Deformation? geochronologisch nicht nachgewiesen; falls vorhanden müßte möglicher Sedimentationszeitraum auf ca. 1100–600 Mill. Jahre beschränkt werden
480–430 Mill. Jahre	Granulitbildung, regionale Metamorphose und Anatexis, intensive Durchbewegung und Deformation, Intrusion granitischer Gesteine?
340–310 Mill. Jahre	regionale Erwärmung auf über 500° C, Perl- und Körnelgneisbildung, möglicherweise örtlich Anatexis, keine regionale Durchbewegung
340–320 Mill. Jahre	Intrusionen von Gabbros und prädioritischen Graniten, insbesondere des Kristallgranits 1
320–310 Mill. Jahre	Intrusionen dioritischer Gesteine
310–280 Mill. Jahre	Intrusionsbereich der Hauptmasse der moldanubischen Granite Ostbayerns
ab ca. 310 Mill. Jahre	Blastomylonitbildung, Mylonitisierung, Diaphthorese, Bruchtektonik, Heraushebung

angestellt werden. Was man heute aber indessen sehen kann, das ist die Unterlage dieser Überdeckung, das sind die Gesteinsserien, die als Grundgebirge bezeichnet werden. Nach G. FISCHER (1959) sind Sedimente wie Grauwakken, Tone und Mergel, geringmächtige Einlagerungen von Kalken und Dolomiten, aber auch tuffitische Einschaltungen als das Ausgangsmaterial der Gneise bzw. Metamorphite anzusehen. Wie und aus welcher Richtung diese Sedimentation erfolgte und in welcher Reihenfolge, darüber kann aus dem

heutigen Erscheinungsbild nur sehr wenig genaues ausgesagt werden. Sicher ist aber, daß die andauernde Änderung der Temperatur(T)- und Druck(p)-Bedingungen verschiedene Stadien der Um- und Auskristallisation bewirkt hat.

Zu den ältesten Gesteinen, die als Produkte früherer Metamorphosestadien angesehen werden müssen, gehören zweifellos die Kalksilikatgneise, die feinkörnigen Biotit-Plagioklas-Gneise und als Zeugen tuffitischer Einschaltungen die Amphibolitgneise. Diese linsenartigen Einschaltungen in den Gneisen sind, wie sie BADER (1959) beschreibt, Gesteine von feinkörniger bis dichter Beschaffenheit. Die sperrig verfilzte Anordnung der Mineralgemengteile verhielt sich bei Aufheizung und Durchbewegung starr und weniger zugänglich für umkristallisierende Lösungen und Prozeße. Sie haben so ihren ursprünglichen Stoffbestand weitgehend konservieren können und „hinken" im Vergleich zum Nebengestein der allgemeinen Entwicklung hinterher.

Die Versenkung der „Alten Sedimente" wie sie oben aufgezählt worden sind und die Zunahme der Durchwärmung führt nach G. FISCHER (1967) über verschiedene Zwischenstadien, die wir heute nur noch erahnen können, zur Bildung von Teilschmelzen. Eine schärfere Trennung des Mineralbestandes ist die Folge. Es entstehen Bändergneise. Deren Gefüge wird aufgelöst und es bilden sich die kotektischen Cordierit-Sillimanit-Gneise.

Diesem ersten Cordieritwachstum muß nach FISCHER (1967) eine Abtrocknung vorausgehen, Biotit wird instabil und von Cordierit ersetzt. Dieser nimmt den Platz der ehemaligen Glimmerflaser ein und umschließt das deutlich gefaltete Nadelwerk der Sillimanite. Durch diese Umkristallisation von Biotit nach Cordierit werden u. a. Na und K frei, die ihrerseits zu einer gesteigerten Bildung von Kalifeldspat beitragen. Dieser Bildungsvorgang der Cordierite wird durch die experimentellen Untersuchungen von SCHREYER & YODER (1959) bestätigt, wonach Biotit+Sillimanit+Quarz unter Aufsprossung von Cordierit+Kalifeldspat+H_2O miteinander reagieren.

Die weitere Erhöhung der T- und p-Bedingungen, hervorgerufen durch weitere Absenkung, führt schließlich zur Bildung jener Gesteine, die wir als nebulitische Gneise bezeichnen. Die an Glimmer und Granat reichen Lagen lösen sich zu wolkig-nebulösen Gebilden auf. Diese Gneisart ist auf dem Gebiet des Blattes nicht zu beobachten. In einem weiteren Stadium der Gesteinsgenese wird aller Wahrscheinlichkeit nach Biotit nun aus Cordierit retrograd neugebildet. Die Cordierite werden von Biotitaggregaten umhüllt. Als Ursache darf eine Erhöhung des Wassergehaltes in den Gesteinen angenommen werden. Der Lagenbau wird wieder stärker betont. Als Höhepunkt all dieser Umformungs- oder Umkristallisationsvorgänge darf die Entstehung des sog. Paragranodiorits, eines granidioritischen Gesteins, angesehen werden, das seine metamorphe Abstammung jedoch keinesfalls verleugnen kann.

All diese Bildungsprozesse erleben einen ihrer Höhepunkte in der variscischen Orogenese, die zeitlich ins Karbon und das anschließende Perm fällt.

Inwieweit bereits zu früheren Zeiten ähnliche Bildungsprozesse abgelaufen sind, läßt sich auch mit den Methoden der radioaktiven Altersbestimmung nicht eindeutig nachweisen, auch wenn in jüngster Zeit in gehäuftem Maße Zahlen genannt werden, die mit Kaledonischen (940 Mill. a) Ereignissen im Einklang zu stehen scheinen.

Die kräftige Durchbewegung der Gesteine während der Gebirgsbildung führt in der Tiefe zur Bildung jener körnigen Gneise, die C. W. VON GÜMBEL (1868) wegen des eigenartigen Aussehens der Feldspate (Plagioklase) als „Perlgneise" bezeichnet hat. Auch FISCHER (1967) und SCHREYER (1957) führen die Bildung dieser rundlichen Feldspate auf eine tektonische Beanspruchung der Minerale zurück und bezeichnen das Muttergestein daher auch als Tiefenmylonit oder „Perlgneis".

All diese verschiedenen Bildungsvorgänge finden in großer Tiefe statt. Doch so störungsfrei wie es bei dem Leser den Anschein erwecken kann, verläuft dieses Auf und Ab der Gesteinsumwandlung nicht. Die hochmetamorphen Gesteinsserien werden von zahlreichem Kristallgranit I, der mit dem Weinsberger Granit im österreichischen Mühlviertel identisch ist, bedrängt und infiltriert. Die Intrusionstiefe ist heute an fließenden Übergängen zum Nebengestein abzulesen. Diese Übergänge zeichnen sich durch die Bildung von eigengestaltigen Kalifeldspatblasten aus, die im ursprünglichen Nebengestein aufsprossen.

Diese Granitintrusion steht am Beginn einer Epoche, in der im wesentlichen Hebungs- und Senkungsvorgänge, verbunden mit dem Eindringen jüngerer Zweiglimmergranite, für eine zusätzliche Überprägung der Nachbargesteine verantwortlich zu machen sind. Natürlich wurde nicht das ganze Moldanubikum en bloc horizontal und vertikal verschoben und herausgehoben. Es sind verschiedene, eventuell sich ergänzende Bewegungsvorgänge dafür verantwortlich zu machen, daß das Gesteinsgefüge bruchtektonisch überprägt worden ist. Scherbahnen und Zerrklüfte sind Zeugen dieser Durchbewegung, deren Extrem in der vollständigen Zerrüttung des ursprünglichen Gesteinsverbandes und damit der Bildung der Mylonite, jener feinkörnigen, glanzlosen Gesteine, liegt. Die Hebungs- und Senkungsvorgänge sind im Gebiet von Viechtach besonders deutlich in der direkten Umgebung des Pfahls zu studieren.

Zu welcher Zeit sich die einzelnen Bildungsvorgänge abgespielt haben, darüber ist eine genaue Aussage nicht möglich (Tab. 1). Es spricht jedoch vieles dafür, daß die Bildung der Gneise mit der Intrusion des Kristallgranits I, vor etwa 329 ± 5 Mill. a, abgeschlossen ist und die mittelkörnigen Granite danach (vor etwa 320 Mill. a), entsprechend der erzgebirgischen Phase der variscischen Orogenese, auf- und eingedrungen sind.

Der weitere erdgeschichtliche Ablauf des Moldanubikums sieht so aus, daß das Gebiet in Perm und Trias gehoben wurde und somit Abtragungsgebiet

war. Im Jura, von Lias bis Malm, war der Bayerische Wald überflutet und marine Sedimente wurden in unbekannter Mächtigkeit abgelagert. In der folgenden Kreidezeit stieg das Land wieder aus dem Meer auf und verfiel erneut der Abtragung. Das Tertiär ist durch tiefgründige Verwitterung und Vergrusung gekennzeichnet. Dieser Verwitterungsschutt mit Resten oberkretazischer Bodenbildungen in Form von Limonitsandsteinen wurde abgelagert in Rinnen und Buchten. Seit dieser Zeit hat sich am Aussehen des Moldanubikums, abgesehen von Erosion und Abtragung, wenig verändert. Es kristallisierte sich im wesentlichen jenes Landschaftsbild heraus, wie es heute vor uns liegt.

2. Gesteinsfolge

(Vergleiche hierzu Beil. 2 und 3)

Im Gebiet des Blattes Viechtach sind keine Sedimente in ihrer ursprünglichen Form mehr enthalten. Sie wurden vielmehr durch unterschiedliche Druck- und Temperaturbedingungen umgeformt bzw. metamorphisiert und bilden als Paragneise den Rahmen für die magmatischen Kristallgranite, Granite und Diorite. Starke tektonische Beanspruchungen haben die metamorphen und magmatischen Gesteine überprägt und teilweise sogar völlig zerrieben bzw. mylonitisiert.

2.1. Metamorphe Gesteine

Die Cordierit-Sillimanit-Gneise bilden gewissermaßen die „Ausgangsbasis" für alle Gesteine, die durch „Umwandlung" oder Metamorphose ihr heutiges Aussehen erhalten haben. Da alle Gneise mit Ausnahme der Kalksilikatgneise, der feinkörnigen Biotit-Plagioklas-Gneise und der ebenfalls feinkörnigen Amphibolite etwa die gleiche chemische Zusammensetzung haben, dürfen wir annehmen, daß das sedimentäre Ausgangsmaterial ziemlich homogen war und nur wenige Einschaltungen enthielt*). Die vorherrschenden Mineralien sind Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas, Biotit, Cordierit und Sillimanit. Als Sekundärminerale treten Muscovit, Chlorit und Pinit, als Hydratprodukte von Cordierit, hinzu. Erze spielen zusammen mit den Schwermineralien nur eine sehr bescheidene Nebenrolle.

2.1.1. Cordierit-Sillimanit-Gneis, cgnp

Innerhalb des Blattgebiets beherrscht der Cordierit-Sillimanit-Gneis das gesamte Gebiet nordöstlich des Pfahls. Nur im Gebiet südlich der Linie Teis-

*) Neuere Analysen aus dem Raum Waldmünchen deuten darauf hin, daß die Homogenisierung eventuell auch eine Folge steigender Druck- und Temperaturbedingungen ist.

nach (R 72 620, H 33 980) – Fernsdorf (R 70 300, H 33 640) im Osten, zwischen Bärndorf (R 67 920, H 39 340) und Haselbach am nördlichen Kartenrand und im Gebiet um den Weigelsberg (R 70 180, H 40 530) und Brennersried (R 71 840, H 40 580), ebenfalls am nördlichen Kartenrand, wird die recht eintönige Abfolge von Graniteinschaltungen durchbrochen. Die zwischen Viechtach (R 64 710, H 38 620), Neunußberg (R 68 800, H 38 730) und Teisnach (R 72 620, H 33 980) anstehenden Körnel- und Perlgneise haben im Cordierit-Sillimanit-Gneis ihren Ursprung. Der erstere muß als Kontaktbildung zwischen dem Gneis und einem unterlagernden Kristallgranit angesehen werden. Die Perlgneise dagegen zeichnen alte Störungszonen nach und sind echte Tiefenblastomylonite im Sinne FISCHERS (1967) und SCHREYERS (1957). Im Gebiet südlich des Pfahls sind die Cordierit-Sillimanit-Gneise nur an zwei Stellen erhalten. Sie sind im Gipfelaufbau des Predigtstuhles (R 62 220, H 29 790) und des Hochberges (R 62 710, H 29 600) gewissermaßen als metatektische Vorstufe der unterlagernden, homogenen, cordieritführenden Perlgneise erhalten geblieben.

Für die frischen Cordierit-Sillimanit-Gneise ist eine dunkelblaugraue Farbe typisch, die je nach dem Grad der Verwitterung in ocker bis rostbraun übergeht. So einheitlich die Farbe dieser Gneise auch ist, das Nebeneinander der verschiedenen Bausteine bzw. Mineralien oder die Textur weist doch sehr große Unterschiede auf.

Der Lagenbau kann deutlich ausgeprägt sein. Helle und dunkle Mineralien sind voneinander getrennt. Diese Stufe ist meist nur in Biotit-Plagioklas-Einschlüssen vorhanden. Es treten gehäuft Quarz-Feldspat-Ansammlungen in Erscheinung, die teils deutlich parallel in s (Schieferung) liegen, zum Teil aber auch quergreifen. Derartige Gesteine bezeichnet man als metatektische Gesteine oder kurz als Metatexite. Bei der Metatexis, die am Beginn der Aufschmelzung im höchsten Bereich der Metamorphose steht, werden Quarz und Feldspat als erste Mineralkomponenten mobilisiert und in den sog. Metatekten gesammelt. Daß diese Herauslösung aus dem alten Kornverband nicht gleichmäßig vor sich geht, das zeigt die unterschiedliche Form der Metatekte, die bald linear und bald aufgewölbt sein kann. Die quergreifenden Metatekte sind allem Anschein nach jüngere Bildungen. Diese aus Quarz und Feldspat bestehenden hellen Einschaltungen bezeichnet man auch als Leukosome. Diesen stehen die vorwiegend aus Biotit und Cordierit bestehenden gegenüber, die als Melanosome bezeichnet werden.

Diese typische metatektische Textur löst sich im Gelände von Norden mit Annäherung an den Pfahl allmählich auf. Da die Cordierit-Sillimanit-Gneise mit mittlerem Einfallen nach Nordosten abtauchen, kommt man in der umgekehrten Richtung, also in Richtung auf den Pfahl, immer weiter in das Liegende. Das hat zur Folge, daß durch die ansteigenden Druck- und Temperaturbedingungen, denen die Gesteine bei der Metamorphose unterworfen waren, auch die Melanosome und Leukosome erfaßt werden. Die einzelnen Bestand-

teile trennen sich, gleiten auseinander, die Lagen lösen sich auf. Die dunklen Lagen sind diffus als wolkige oder nebulitische Gebilde im Gestein aufgegangen. Der metatektische Cordierit-Sillimanit-Gneis geht auf diese Weise sukzessive in einen homogenen cordieritführenden Perlgneis über. Dieses Endstadium ist jedoch im Gebiet nördlich des Pfahls nicht mehr zu fassen. Sehr wohl aber im Südwesten des Blattes, im Gebiet von Predigtstuhl und Hochberg.

Mit dieser Deutung wird in etwa das sehr unterschiedliche Aussehen der Cordierit-Sillimanit-Gneise verdeutlicht. In kleinen Linsen oder langgestreckten Schollen sind augenförmig ausgezogene Quarzknauern, Kalksilikatgneise, Biotit-Plagioklas-Gneise, sehr vereinzelt Amphibolite parallel zu den s- oder Schieferungsflächen eingeschaltet. Ab und zu findet man grobkörnige Feldspatpegmatoide, die unscharf gegen die Umgebung abgegrenzt sind und das Streichen und Fallen des Muttergesteins einhalten bzw. mitverfaltet sind.

Mineralbestand: Der Cordierit-Sillimanit-Gneis besteht vorwiegend aus Quarz, Biotit, Plagioklas, Kalifeldspat und Cordierit. Sillimanit, Andalusit, Apatit, Zirkon, Orthit, Monazit, Rutil, Ilmenit und verschiedene Eisenoxydphasen vervollständigen, wenn z. T. auch nur in Spuren, den Mineralbestand.

Mikroskopische Beschreibung: Zwischen den dunklen, schuppigen Partien, in denen Biotit und Cordierit angereichert sind und den hellen, körnigen Anteilen sind schon hinsichtlich der Korngröße deutliche Unterschiede festzustellen. Die Quarz-Feldspat-Lagen sind deutlich gröber.

In diesem oft sehr inhomogenen Gefüge legen sich die Biotite in auskeilenden Scheitern zusammen. Teils umschließen sie Feldspäte und Cordierite, teils werden sie aber auch von Feldspat und Cordierit angegriffen. Gelegentlich verwachsen auch dunkle und helle Mineralien symplektitisch miteinander. Der Pleochroismus schwankt je nach dem Grad der Verwitterung zwischen blaßgelb bis kräftig rotbraun. Die einzelnen Biotite sind selten frisch erhalten. Meist sind die einzelnen Scheiter randlich zerfranst und in Hellglimmer unter Erzausscheidung umgewandelt worden. Selten ist eine Rutilgitterung ausgebildet. Zirkon und in einigen Fällen Orthit umgeben sich im Wirtsmineral Biotit mit einem kräftig braunen Hof.

Neben dem Biotit ist der Cordierit ein wesentlicher Bestandteil des Melanosoms. Die Gehalte schwanken infolge des ungleichen Verteilungsgefüges sehr stark. Es lassen sich verschiedene Formen, eventuell auch Generationen, von Cordierit unterscheiden. Einmal sind es abgerundete Körner, die selten kristallographisch begrenzt sind. Sie enthalten reliktische Sillimanitsträhnen, rundliche Quarze, die wohl als Schnitteffekte zu deuten sind. Kleine Biotitschüppchen, Erzflitterchen und von gelben Höfen umgebene Zirkonkriställchen sind als Einschlüsse zu beobachten. Die Kernbereiche sind meist frisch, jedoch vom Rand her und von Rissen beginnt sich der Cordierit unter dem Einfluß der Verwitterung in Pinit umzuwandeln. Die zweite Form ist nur noch äußerlich an der für Cordierite typischen, gerundeten Gestalt zu erken-

nen. Sie ist vollständig von farblosen bis hellolivgrünen, pleochroitischen Glimmerpseudomorphosen erfüllt.

Sillimanit bildet in cordieritreichen Partien in langgestreckten Prismen, zusammen mit Biotit, die Schieferungsflächen. Die Prismen sind in Längsrichtung parallel „s" eingeregelt. Als feine Tapete umhüllt er oft Biotit und Cordierit.

Die Plagioklase als Teile des Melanosoms zeigen, wie auch die Biotite und die Cordierite, eine gewisse Deformation. Sie sind gelegentlich zerbrochen und geknickt. Die entstandenen Risse sind durch Quarz und Feldspatsubstanz verheilt. Die meist rundlichen Plagioklase sind nach dem Albitgesetz verzwillingt. Der Anorthitgehalt schwankt zwischen 25% und 35% und entspricht einem Oligoklas-Andesin. Häufig ist ein schwacher Zonarbau auszumachen. Die Plagioklase in den hellen Metatekten, den sog. Leukosomen, enthalten mehr von der Na-Komponente Albit (etwa 10–15%) ensprechend einem Oligoklas. Auch sind sie hier wesentlich größer und frischer und zeigen nur Eigengestalt. Neben Tropfenquarzen bilden ungeregelte Biotitleisten, Apatit, Zirkon, Sillimanit und Erz die Einschlüsse.

Kalifeldspat tritt gegenüber Kalknatronfeldspat (Plagioklas) stark zurück. Weiterhin besteht mengenmäßig ein deutlicher Unterschied zwischen seinem Auftreten im Altbestand und in den neugebildeten Metatekten, wo er zahlreicher als Plagioklas vertreten ist. Einzelne größere Einsprenglinge (bis 2 cm Kantenlänge) sind parallel in „s" geregelt und verzwillingt. Die Mikroklingitterung ist nur schwach zu erkennen. Entmischungen nach Plagioklas (Albit) sind unterschiedlich stark abgelaufen.

Die Quarze versuchen als Restkristallisate alle übrigen Minerale anzugreifen und zu bedrängen. Sie beherrschen den Mineralbestand des Leukosoms. die Quarzkörner sind kräftig gefeldert und löschen wellenartig (undulös) aus. Untereinander sind sie verzahnt.

Hellglimmer werden als sekundäre Phase bei niedrigen Temperaturen und Drucken neugebildet. Sie entstehen aus Cordierit, den sie als Pinit in wirren Aggregaten durchwachsen, zu einem kleinen Prozentsatz aus Biotit und durch Umwandlung der Feldspäte (Serizitisierung). Daher ist ihr mengenmäßiger Anteil auch dort am größten, wo sie vollständig die Cordierite erfüllen und diese nur noch an ihren Umrissen erkennbar sind.

In dicken, kurzprismatischen Säulchen tritt der Apatit auf. Der Granat kann nur noch gelegentlich in durchlöcherten Bruchstücken beobachtet werden. Zirkon in zahlreichen, idiomorphen Kriställchen ruft in den Wirtsmineralen Biotit bzw. Cordierit kleine, aber kräftige pleochroitische Ringe hervor. Erz findet sich vorwiegend, aber spärlich, in den dunklen Teilgefügen. Meist sind es Illmenit, Magnetit und Eisensulfide sowie verschiedene Eisenhydroxyde.

2.1.2. Cordieritführender Perlgneis, gnp/c

Dieser cordieritführende Perlgneis ist als eine direkte Weiterentwicklung des vorher beschriebenen Cordierit-Sillimanit-Gneises anzusehen. Sowohl im Gefüge wie im Mineralbestand ist von Norden nach Süden eine deutliche Homogenisierung festzustellen. Im Kleinbereich (m bis dm) ist er sehr uneinheitlich ausgebildet. Richtungslos körnige Gesteine finden sich neben solchen mit einem deutlichen Lagenbau. Außerdem sind in das allgemeine „s" zahlreiche Linsen von Kalksilikatgneis, Biotit-Plagioklas-Gneis und nur sehr wenig Amphibolit eingeschlossen, die als Relikte älterer Metamorphosestadien anzusehen sind.

Die nördliche Grenze dieser cordieritführenden Perlgneise kann in etwa durch die Linie Allersdorf (R 66 730, H 30 570) – Dörfl (R 64 920, H 31 240) – Höhenried (R 62 160, H 30 400) markiert werden. Im Gebiet von Hochberg (R 64 580, H 29 820) wird dieser recht einheitliche Komplex von sog. Ödwieser Granit durchbrochen , einer Varietät des sog. Paragranodiorit. Im Gebiet südlich Allersdorf durchschlagen zahlreiche Granitgänge diesen Gneis in pfahlparalleler Richtung. Südlich Dörfl treten ebenfalls kleine Ganggranite auf, doch streichen sie SW–NE, also rechtwinklig zu denen südlich Allersdorf.

Im Handstück ist der cordieritführende Perlgneis dunkelgrau bis blaugrau im frischen Zustand. Bei der Verwitterung nimmt er die für Cordieritgneise typische rostbraune Farbe an. Die Cordierite treten meist deutlich hervor, da sie durchwegs in Hellglimmer (Pinit) umgewandelt sind und mit ihrer seidig grünlichen Färbung das Gesteinsbild beleben. Dunkle und helle Bestandteile sind annähernd gleichmäßig verteilt. Einige größere, idiomophe Kalifeldspäte können jedoch diese Homogenität stören.

Das mikroskopische Bild zeigt ein granoblastisches Gefüge, in dem rundliche Kornformen vorherrschen. Der Cordierit, das namensgebende Mineral, bildet große, gerundete Kristalle, die parallel der Schieferung des Gneises angeordnet und angereichert sind. Als Einschlüsse sind Sillimanitsträhnen zu beobachten, die geknittert oder gefaltet auf ältere Gneisstadien hinweisen. Daneben sind auch hier zahlreiche runde Quarze von Cordierit umschlossen. Selten sind Cordierite frisch. Meist sind sie von Hellglimmern erfüllt und regelrecht pseudomorphisiert. Die Umwandlung von Cordierit nach Hellglimmer setzt zunächst mit einer Homogenisierung bzw. Isotropisierung ein. Sie verschwindet aber bei fortschreitender Umwandlung in Pinit wieder. Da nun in den cordieritführenden Perlgneisen keine frischen Cordierite mehr zu beobachten sind, kann man folgern, daß diese instabile Relikte aus einem früheren Cordierit-Sillimanit-Gneis-Stadium sind. Somit kann auch erklärt werden, warum die Übergänge zu den nördlich anschließenden Cordierit-Sillimanit-Gneisen und den südlich folgenden homogenen Perlgneisen fließend sind.

Die Biotite sind große, dunkelbraune Blättchen, die oft recht schön ihre kristallographische Gestalt zeigen. Daneben treten kleine, ausgefranste und gebleichte Blättchen auf, die entlang von Bewegungsbahnen angeordnet sind und für eine Kristallisation nach Verformung und Durchbewegung sprechen. Als kleine Einschlüsse in den Feldspäten und auch in einzelnen Cordieritkristallen geben sie Hinweise auf verschiedene Metamorphosestufen.

Bei den Feldspäten nimmt der Plagioklas den Hauptteil für sich in Anspruch. Die einzelnen Individuen sind meist frisch und nur selten ist eine Hydratisierung mit anschließender Umwandlung in Hellglimmer zu beobachten. Die Zwillingslamellierung oder Streifung ist unterschiedlich, sehr engständige wechselt mit einer weitständigen. Ebenso unterschiedlich ist die äußere Kornform. Idiomorphe und gerundete Kornformen sind für diesen Gesteinstyp charakteristisch und sprechen für eine sehr bewegte Entstehungsgeschichte. Der Anorthitgehalt entspricht einem Oligoklas-Andesin. Ein schwacher Zonarbau fehlt nicht. Als Einschlüsse sind gelegentlich Quarz, Biotit, einzelne Zirkone und rechteckige Antiperthite in diesen Feldspäten enthalten.

Die Kalifeldspäte, hier sind es Mikroline mit einer schwachen bis fehlenden Gitterung, kommen sehr untergeordnet vor und spielen bei der Gesteinszusammensetzung nur eine untergeordnete Rolle. Vereinzelt treten große, idiomorphe Kristalle in Erscheinung. Sie sind deutlich gegittert und von ihnen ausgehende Spaltrisse sprechen für eine Spätkristallisation aus einem Material, das zugeführt worden sein muß. Sie tasten sich auf Intergranularen vor und verdrängen die anderen Gemengteile.

Quarze bilden gewissermaßen den Zement zwischen den übrigen Bestandteilen. Selten sind es größere Individuen. Meist sind sie stark zerrieben und zerbrochen, aber vollständig rekristallisiert. Die kleinen Subindividuen sind annähernd gleich orientiert. Als Zeichen deformativer Überprägung löschen sie undulös aus.

Der Gehalt an Akzessorien ist sehr gering. Während Zirkon noch in zahlreichen Kristallen über das Gestein verteilt ist, kommen Apatit und auch Erzmineralien sehr untergeordnet vor.

2.1.3. Perlgneis (Metablastit), gnp

Der Perlgneis kann auf dem Gebiet des Blattes Viechtach im Gegensatz zu den Nachbargebieten südlich des Pfahls als eigene Gesteinseinheit nicht ausgeschieden werden. Zum einen sind die zusammenhängenden Vorkommen der typischen Perlgneise sehr klein. Des weiteren sind die Übergänge zum höhermetamorphen Paragranodiorit fließend und eine Grenzziehung auch aus diesem Grund nicht vernünftig.

Das Aussehen des typischen Perlgneises ist charakterisiert durch ein deutliches Biotitlagengefüge, in dem neben Quarz und Kalifeldspat „rundliche" Plagioklasblasten regellos aufsprossen und so diesem Gestein zu seinem Namen verholfen haben. Dieses einheitliche Bild wird gelegentlich durch idiomorphe Kalifeldspäte gestört, die eine Größe bis zu 1,5 cm Kantenlänge erreichen können. Die Auflösung dieses strengen Lagengefüges und die Vergröberung einzelner Bestandteile deuten auf einen zunehmenden Übergang in die anatektischen Paragranodiorite hin. Zahlreiche Linsen von feinkörnigen Kalksilikatgneisen, feinkörnigen Biotit-Plagioklas-Gneisen und feinkörnigen Amphiboliten sind als Relikte unterschiedlicher Ausgangsgesteine anzusehen, die die verschiedenen Metamorphosestadien überdauert haben. Frische Perlgneise mit typisch blaugrauer Färbung sind selten. Meist sind sie bräunlich, rötlich angewittert. Die Korngrößen schwanken z. T. beträchtlich. Der Gesamteindruck ergibt jedoch für die Perlgneise klein- bis mittelkörnige Ausmaße.

Unter dem Mikroskop wird der Lagenbau der Perlgneise besonders deutlich, auch wenn hier und da Auflösungserscheinungen klar zu beobachten sind. Ein granoblastisches Gefüge ist typisch. Plagioklas, Kalifeldspat, Quarz und Biotit teilen sich den Hauptanteil am Gesteinsaufbau. Cordierit, Umwandlungsprodukte aus Biotit, wie Sericit und Rutil, sowie Zirkon, Monazit, etwas Granat und Erz vervollständigen den Mineralbestand.

Die charakteristischen Plagioklasperlen sind vorwiegend eigengestaltig, z. T. auch gerundet, und sind chemisch Oligoklase. Meist sind sie frisch, selten sericitisiert und umgewandelt. Enge, gerade Zwillingslamellen sind häufig. Sie umschließen zahlreiche kleine Biotitschüppchen, enthalten rechteckige Kalifeldspatneubildungen (Antiperthite) sowie weitere kleine Plagioklaskörner, die von der Orientierung der Mutterfeldspäte abweichen und als eine jüngere Plagioklasgeneration gedeutet werden können.

Die Kalifeldspäte sind wesentlich seltener. Es sind Mikroline mit einer undeutlichen Gitterung. Ihre äußere Gestalt ist dem Platz angepaßt, der ihnen bei der Auskkristallisation zur Verfügung gestanden hat.

Quarz bildet ein wenig verzahntes Pflastergefüge. Er löscht undulös aus. die einzelnen Körner sind untereinander nahezu gleich orientiert.

Die Dunkelglimmer oder Biotite sind selten frisch. Meist sind sie gebleicht und umgewandelt. Daher ist ein kräftiger, brauner Pleochroismus selten. Die einzelnen Blättchen sind zerbrochen, verschmiert und entlang von Bewegungsbahnen angeordnet, ein typisches Erscheinungsbild für Gneise im südlichen Pfahlbereich. Verschiedene Einschlüsse wie Plagioklas, Quarz und Cordierit weisen auf frühere Mineralgesellschaften hin. Kleine Zirkone und Monazite rufen in den Biotiten dunkle Höfe hervor.

2.1.4. Körnelgneis, bgn

Der Körnelgneis tritt auf dem Gebiet des Blattes Viechtach nur nördlich des Pfahls auf und nimmt hier etwa die Hälfte des Gebietes ein. Er steht in enger Beziehung zum Cordierit-Sillimanit-Gneis und zeigt andererseits deutliche Übergänge zum grobkörnigen Kristallgranit I, der in kleinen Vorkommen, wie bei der Leuthen-Mühle (R 66 580, H 39 340) oder an der Höhe 675 (R 69 130, H 39 450), ansteht. Dieser Kristallgranit ist sicher für die Form und Ausbildung dieser Gneisart verantwortlich, da der Gneis als Kontaktgestein des intrudierten Granits mit dem Nebengestein aufgefaßt werden kann. Bezeichnend für die Einwirkung des magmatischen Gesteins auf die umgebenden Gneise ist die kontinuierliche Abnahme an idiomorphen Großkalifeldspäten in die umgebenden Gneise hinein. Der Mineralbestand und die Gefügeeigenschaften unterliegen daher großen Schwankungen. Am Kontakt selbst unterscheiden sich Körnelgneis und Kristallgranit durch die Ordnung der Kalifeldspäte im Gneis und die Unordnung im Granit. In Richtung auf den Kontakt nimmt die Regelung zu, und im eigentlichen Körnelgneis sind sie mit (010) parallel zur s-Fläche eingeregelt.

Im Handstück ist der Körnelgneis ein mittelkörniges bis grobkörniges Gestein mit idiomorphen Großkalifeldspäten, die streng linear eingeregelt sind. Die Größe dieser Feldspäte nimmt mit der Annäherung an den Kontakt zum Granit zu und kann Kantenlängen bis zu 6 cm erreichen. Die Farbe des Gesteins ist je nach dem Grad der Verwitterung dunkelblaugrau bis gelbbraun. Die Grundmasse des Körnelgneises entspricht in Mineralbestand und Gefüge dem Cordierit-Sillimanit-Gneis, aus dem er mehr oder weniger direkt hervorgegangen ist. Millimetergroße Feldspatblasten, die von dunklen Glimmerblättchen umschlossen werden, sind als Zeugen der Herkunft erhalten geblieben. Charakteristisch sind die zentimetergroßen Kalifeldspäte. Sie zeigen ihre Eigengestalt. Sie sind häufig verwillingt, was am unterschiedlichen Aufspiegeln der Flächen deutlich zu sehen ist, und deutlich eingeregelt, wobei die Feldspäte als Leisten erscheinen.

Mikroskopische Beschreibung: Die Grundmasse der Körnelgneise zeigt ein granoblastisches Gefüge, in dem rundliche Korngestalten überwiegen. Die Spuren einer tektonischen Durchbewegung sind deutlich zu sehen. Eigengestaltige Kornformen sind nur bei Nebengemengteilen, wie Apatit und Zirkon, zu beobachten. Die Feldspäte, wie Kalifeldspat und Kalknatronfeldspat (Plagioklas), sind häufig gerundet und teilweise im Inneren in Hellglimmer umgewandelt. Bewegungsbahnen, die von feinen Quarzkörnchen und zerscherten Biotitschüppchen lückenhaft besetzt sind, durchziehen unregelmäßig das Gestein. Frische Cordieritkristalle fehlen fast vollständig. Sie sind durch Hellglimmer, sog. Pinit, ersetzt.

An Mineralien sind unter dem Mikroskop zu unterscheiden: Kalifeldspat, Plagioklas, Biotit, Quarz, Hellglimmer, Apatit, Zirkon, Sillimanit, Ilmenit,

Pyrit, Magnetit, Rutil und Titanit. Die Kalifeldspäte der Grundmasse sind infolge tektonischer Bewegungen und Beanspruchungen stark gerundet und nur noch in einzelnen Fällen eigengestaltig begrenzt. Im Inneren sind sie teilweise durch Aufnahme von Wasser umgewandelt zu Hellglimmer. Sie sind deutlich mikroklingegittert. Zahlreiche Perthite durchziehen vorwiegend die Kernpartien. Randlich bilden sich schmale Verwachsungskrusten mit Plagioklas und Biotit. Die Großkalifeldspäte sind von kristallographischen Flächen begrenzt und nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt.

Plagioklas ist ebenfalls wie der Kalifeldspat der Grundmasse ausgebildet. Er führt als Einschlüsse Biotit, Quarz und Plagioklas einer älteren Generation. Der Anorthitgehalt liegt zwischen 35% und 25%. Es handelt sich also um einen Oligoklas-Andesin. Die Plagioklase bilden zahlreiche Zwillinge nach dem Albitgesetz. Selten finden sich Komplexverwachsungen nach dem Albit-Karlsbader-Gesetz.

Biotite sind nur in zerscherten und verschmierten Schüppchen zu beobachten. Die zahlreichen Zirkone haben durch ihre radioaktiven Bestandteile kräftige Höfe hervorgerufen.

Eigengestaltige Apatite, nadelige Sillimanite sowie die opaken Minerale Pyrit und Magnetit vervollständigen den primären Mineralbestand. Ilmenit und Rutil sind im Laufe der Verwitterung aus Biotit entstanden. Die Cordierite sind vollständig umgewandelt und nur noch an der Form der neugebildeten Glimmerminerale zu erkennen.

2.1.5. **Amphibolit,** am

Die Amphibolite kommen im Bereich des Blattes Viechtach nur sehr spärlich vor. Meist sind es kleine Lesesteine. Sie treten in den katazonalen, hochmetamorphen Gneisen auf. Leider sind sie nirgends aufgeschlossen, so daß keinerlei Aussagen über die Verbandsverhältnisse zum Nebengestein möglich sind. Ebenso wie über die Vorkommen ist es schwierig, über die Herkunft oder das Ausgangsmaterial dieser Amphibolite genaueres auszusagen. Die inhomogene Ausbildung und der Lagenbau sprechen für Entstehung aus Sedimenten. Die häufig beobachtete enge Verbindung zwischen Amphibolit und Kalksilikatgneis scheint diese sedimentäre Abstammung zu bestätigen. Mergel mit eingeschalteten Kalklinsen sind als das gemeinsame Ausgangsprodukt von Amphibolit und Kalksilikatgneis anzusehen.

Im Handstück sind die Amphibolite sehr feinkörnige Gesteine, die Farbe schwankt zwischen dunkelgrün und dunkelgrau. Je nach dem Grad der Durchbewegung sind sie schiefrig und von hellen Mobilisaten, meist Quarz, durchzogen; mm-große Plagioklase unterbrechen das schiefrige Bild.

Das Schliffbild zeigt ein gleichkörniges, granoblastisches Gefüge. Die Hornblenden oder Amphibole sind mit ihrer Längsachse deutlich in der Schie-

ferung eingeregelt. Der Lagenbau ist nicht immer deutlich ausgebildet, da sich die einzelnen Bestandteile sehr stark durchdringen und diablastisch miteinander verwachsen sind.

Die Hornblenden sind im Schliffbild die beherrschenden Minerale. Die einzelnen Kristalle sind ungleichmäßig ausgebildet. Meist sind sie randlich angewittert bzw. umgewandelt. Farblose bis blaßgrüne Farbtöne wechseln mit braunen. Zwillingslamellen sind nicht vorhanden oder selten ausgebildet. In den Kernen der Hornblenden kann man gelegentlich Reste von Pyroxen aufspüren, der für eine tuffitische Abstammung der Amphibolite sprechen würde. Doch als Beweis erscheint dies dem Bearbeiter als zu wenig.

Wesentlich häufiger ist Plagioklas über die Schliffe verstreut. Die zahlreichen, feinen Zwillingslamellen und die Schiefe der Auslöschung sprechen für einen geringen Anorthitreichtum, der zwischen Oligoklas und Andesin liegt. Der Plagioklas kann auch eigengestaltig ausgebildet sein und bildet mit den Hornblenden ein sperriges Gefüge. In unterschiedlichen Mengen sind die Plagioklase mit Hellglimmer gefüllt. Calcite dagegen sind selten.

Quarz ist in unterschiedlichen Mengen vorhanden. Er füllt Zwischenräume und durchlöchert Hornblenden und Plagioklase. Apatit, Ilmenit, Pyrit und Magnetit vervollständigen den Mineralbestand.

2.1.6. Biotit-Plagioklas-Zeilengneis

Die Biotit-Plagioklas-Zeilengneise finden sich als Einschlüsse sowohl in den Cordierit-Sillimanit-Gneisen, den cordieritführenden Perlgneisen als auch den anatektischen Paragranodioriten. Sie bilden Körper, die wenige Zentimeter bis mehrere Meter Länge erreichen können und konkordant in den Wirtsgesteinen liegen. Ihre Längsrichtung erstreckt sich meist parallel zur Faltenachse „b". Das einheitlich feine Korn und die dunkle Färbung lassen die Biotit-Plagioklas-Zeilengneise deutlich aus dem Nebengestein hervortreten. Das Lagengefüge ist im Normalfall streng parallel und wenig verfaltet. An den Enden der länglichen Körper wird dieses strenge Parallelgefüge aufgespalten und aufgelöst und verliert sich schließlich nebulös im Gefüge des Nebengesteins. Das Auftreten der Biotit-Plagioklas-Gneise und die Gefügeauflösung in das Nebengestein hinein sind ein Zeichen dafür, daß die großen Areale der Cordieritgneise und der cordieritführenden Perlgneise einer jüngeren Entstehung oder Prägung zuzuordnen sind. Die Biotit-Plagioklas-Zeilengneise sind als Relikte anzusehen, die unter anderem aufgrund ihres feinen Kornes der Entwicklung hinterherhinken.

Aufschlüsse, in denen die anstehenden Biotit-Plagioklas-Gneise im Verband mit dem Nebengestein zu studieren sind, sind sehr selten und nur mit etwas Glück bei der Anlage neuer Wege zu entdecken.

Im frischen Handstück hat der Biotit-Plagioklas-Zeilengneis eine mittelgraue Farbe mit einem Stich ins bläuliche. Der deutliche Wechsel zwischen dunklen und hellen Lagen im mm-Bereich ist für ihn typisch. Quarz-/Feldspatzeilen wechseln mit Biotitzeilen, wobei keine Größenunterschiede im Korn festzustellen sind.

Auch unter dem Mikroskop ist der Zeilenbau das vorherrschende Gefügeelement dieser Biotit-Plagioklas-Zeilengneise. Die einzelnen Biotite zeigen eine deutliche Basalregelung. Sie berühren sich jedoch nur selten und bilden somit auch keine durchgehenden Lagen. Oft sind auch nur reliktische Fetzen zu sehen, die bei der Durchbewegung des umgebenden Gesteins entstanden und somit ein Maß für die Stärke der Beanspruchung sind.

Quarz und Kalifeldspat haben die dunklen Glimmer bei der Überprägung stark angegriffen bzw. wurden aus diesen Schichtsilikaten neu gebildet. Als Nebenprodukte dieser Umwandlung sind Ilmenit und Hellglimmer anzusehen. Quarz ist insgesamt reichlich vorhanden. Er bildet ein grobes Pflastergefüge. Er bedrängt als Spätkristallisat alle anderen Gefügepartner.

Auch an den Plagioklasen hat die Überprägung ihre Spuren hinterlassen. Rundliche Kristalle, die im Kern von Hellglimmern ersetzt sind, findet man neben völlig frischen, die teilweise ihre Eigengestalt zeigen. Eine gewisse seriale Anordnung der rundlichen Plagioklase, die wohl auch die älteren sein dürften, spricht dafür, daß sie wohl ein ehemals sedimentäres Gefüge nachzeichnen. Dieses Gefüge läge somit etwa senkrecht zum heutigen Lagenbau.

2.1.7. Kalksilikatgneis

Die Kalksilikatgneise treten als konkordante Einschaltungen in den Cordierit-Sillimanit-Gneisen, in den cordieritführenden Perlgneisen und den anatektischen Paragranodioriten auf. Sie haben im Laufe der Geschichte verschiedene Stadien der Metamorphose mitmachen müssen ohne entschieden ihr äußeres Erscheinungsbild zu verändern. Die Kalksilikatgneise sind im Unterschied zu ihren Wirtsgesteinen sehr feinkörnig mit scharfen Bruchkanten. Das feine Korn und eine dichte Packung verhindert eine Verwitterung wie im Nebengestein. Die geringe Mächtigkeit der Einschaltungen oder Linsen erlaubt keine Ausscheidung in der Karte.

Im Handstück ist der Kalksilikatgneis ein blaugrünliches, dichtes und hartes Gestein mit splittrigem Bruch, der in frischem Zustand einen deutlichen Fettglanz besitzt. Eingehüllt wird dieser Gneis meist von einer typisch weißgelben Verwitterungsrinde. Ein Lagenbau ist auch im Handstück meist deutlich.

Im Dünnschliff zeigt der Kalksilikatgneis ein feinkörniges Mosaikgefüge mit runden oder länglichen Körnern. Ein Lagenbau aus pyroxen-/ hornblen-

dereichen, granat-/feldspatreichen und quarzreichen Partien ist häufig zu beobachten. Der Mineralbestand setzt sich aus Quarz, Pyroxen (Diopsid), Plagioklas, Hornblende, Granat, Titanit, Zirkon, Zoisit, Apatit, Calcit, Magnetit und Hämatit zusammen.

Quarz ist gleichmäßig über das ganze Mosaikgefüge verteilt. Die einzelnen Körner sind gering miteinander verzahnt. Er bedrängt Plagioklas, der nur selten eigengestaltig vorkommt. Der Anorthitgehalt schwankt zwischen 60% und 75% und stellt die Kalknatronfeldspäte als Bytownit bis Labrador hin. Die meisten Individuen sind nach dem Albit- und Periklingesetz breitverzwillingt.

Die Pyroxene wurden von Quarz und Plagioklas siebartig durchlöchert, so daß die einzelnen Exemplare nur als Skelette vorliegen. Am Rand sind die meisten stets in grüne Hornblende umgewandelt. Selbständige Hornblendekristalle kommen wesentlich seltener vor. Sie sind deutlich eingeregelt. Sie sehen äußerlich ähnlich skelettartig aus wie die Pyroxene. Ihr Pleochroismus schwankt von hellgelb nach grün. Da die Hornblenden meist im Kern noch kleine Pyroxenrelikte enthalten, darf man annehmen, daß sie durch Aufnahme von Wasser aus ihnen hervorgegangen sind.

Granat (als Relikte), Titanit, Apatit und Zirkon sind zwischen den übrigen Mineralkörnern eingestreut. Calcit ist selten und in feinen Flitterchen im Gestein verteilt.

2.2. Metamorphe Eruptivgesteine

2.2.1. Redwitzitischer Metabasit, mB

Nach Troll (1968) handelt es sich bei den Redwitziten um Gesteine, die wenigstens z. T. ein sperriges, verschränktes Biotitgefüge besitzen. Diese Definition und der siliziumarme Chemismus berechtigen zu der Bezeichnung redwitzitischer Metabasit. An verschiedenen Lokalitäten, wie auf der Seilbahntrasse von Markbuchen hinauf zum Predigtstuhl etwa auf halber Strecke am nördlichen Waldrand oder auf der Höhe südöstlich Holzapflern (R 66 220, H 32 140), im Waldstück W Bramersberg (R 65 920, H 31 010) oder im Hochholz nördlich Kirchaitnach (R 65 390, H 34 810), kommen redwitzitische Gesteine in Blöcken oder faustgroßen Lesesteinen vor. Leider kann man weder am Fundort noch im Handstück irgendwelche Beziehungen zu den verschiedenen Nebengesteinen feststellen. Es ist daher leider auch nicht möglich, irgendwelche Aussagen über die Altersbeziehungen oder über die Bildungsbedingungen dieser basischen Gesteine zu treffen.

Über die Verbreitung dieser redwitzitischen Gesteine läßt sich sagen, daß sie sowohl im Gebiet südlich des Pfahls zu finden sind, also auch im Gebiet

nördlich davon. Die rauhe narbige Oberfläche deutet auf ein sehr hartes Gestein. Es verwittert nur sehr schwer. Die größeren Blöcke zeigen die typische Wollsackform. Gelegentlich ist auch eine schalige Absonderung zu beobachten. Nur mit Mühe und hellem Hammerklang ist es möglich, ein Handstück abzuschlagen.

Im Handstück ist der redwitzitische Metabasit ein mittelkörniges, vollkristallines Gestein mit weitgehend richtungsloser Textur. Der Farbton schwankt zwischen hellgrau und dunkelgraugrün. Auffällig sind die im Gestein richtungslos eingestreuten, idiomorphen Biotite.

Im Schliffbild zeigen die Redwitzite ein hypidiomorphes Erstarrungsgefüge. Die großen, leistenförmigen Plagioklaskristalle sind gerüstartig miteinander verschränkt und bilden den Rahmen für die übrigen Gemengteile wie Biotit, Hornblende und Quarz. Untergeordnet treten Apatit, Zirkon, Orthit und opake Erzmineralien auf. Die durch das sperrige Gefüge der Feldspäte verursachte mechanische Festigkeit ist die Ursache für die geringe Deformation, die sich in den redwitzitischen Metabasiten lediglich in Mineralverbiegungen bemerkbar macht.

Die Plagioklase bilden meist idiomorphe Kristalle mit engen Albit-Zwillingslamellen. Zonarbau ist häufig. Der Anorthitgehalt liegt im Durchschnitt zwischen Andesin und Bytownit, doch kommen auch anorthitärmere und -reichere Kristalle vor. Als Einschlüsse finden Biotit, Quarz, Titanit, Apatit, Orthit und Erz Aufnahme in den Kalknatronfeldspäten.

Die großen Biotite zeigen einen deutlichen Pleochroismus von ocker bis dunkelbraun. Durch Verdrängung von Plagioklas und Quarz sind skelettartige Formen häufig. Die verdrängenden Minerale haben die ehemaligen Einschlüsse der Biotite übernommen. Bis 2 mm große Erzeinschlüsse, säulige Apatite und entmischte Titanite geben ein Bild der verschiedenen Mineral-Neu- und Umbildungen. Pleochroitische Höfe im Biotit sind selten.

Olivinbraune bis hellgrüne Hornblenden kommen in idiomorphen Kristallen und Kristallaggregaten sowie in durchlöcherten und „angefressenen" Formen vor. Im Kern sind primäre Pyroxene als Reste erhalten geblieben, während an den Rändern dieser Pyroxene durch Aufnahme von Wasser eben Hornblenden gebildet worden sind. Dieser Umwandlungsprozeß kann bis zur Bildung von Biotit und Chlorit verfolgt werden.

Quarz füllt die Zwickelräume und tritt als Einschluß in Plagioklas in Erscheinung. Er wirkt verdrängend auf Plagioklas, Biotit und Hornblende und durchdringt und durchlöchert sie. In einem Fall ist Kalifeldspat beobachtet worden, doch dürfte es sich um eine sekundäre Neubildung, ähnlich der Bildung im Körnelgneis, handeln.

Unter den Akzessorien ist vorwiegend Apatit in idiomorphen Säulchen zu sehen, sein Auftreten ist an die dunklen Gemengteile gebunden. Daneben ist

Titanit in unterschiedlicher Häufigkeit als Entmischungsprodukt aus Biotit anzusehen. Opake Erzmineralien vervollständigen den Mineralbestand.

2.3. Anatektische Gesteine

Bei den im ersten Abschnitt beschriebenen Paragneisen handelt es sich um ehemalige Sedimentgesteine, die unter hohen Drucken und Temperaturen umgewandelt bzw. metamorphisiert worden sind. Diese Veränderungen führten zu neuen Mineralien oder ganzen Mineralgesellschaften. Doch trotz dieser Neubildungen ist der primäre Stoffbestand der Gesteine durch die verschiedenen Metamorphosestadien weitgehend konstant und im ursprünglichen Sinne erhalten geblieben. Man kann noch mehr oder weniger einfach Rückschlüsse auf das ursprüngliche Ausgangsmaterial ziehen. Weitaus schwieriger wird die Angelegenheit, wenn sich der Stoffhaushalt während der Metamorphose durch Zufuhr oder Abfuhr von Material ändert. Am bekanntesten sind solche Vorgänge bei solchen Gesteinen geworden, die durch Umkristallisation, Stoffzufuhr und patielle oder vollständige Aufschmelzung das Aussehen und die stoffliche Zusammensetzung von Graniten oder Granodioriten angenommen haben. Solche durch „Granitisation in situ" aus Sedimentmaterial hervorgegangenen „Paragranite" von echten „Graniten", die einem schmelzflüssigen, juvenilen Magma entstammen, abzutrennen, ist schwierig und in vielen Fällen nur mit Hilfe chemischer Analysenverfahren zu lösen. Einigkeit besteht in der Frage nach der Entstehung von Graniten insoweit, als beide Arbeiten der Entstehung nebeneinander als möglich anerkannt werden (Mehnert 1959, Read 1957).

Der Begriff „Anatexis" umfaßt die gesteinsbildenden Vorgänge von der beginnenden, partiellen Aufschmelzung von Gesteinen bis zur völligen Verflüssigung und anschließenden Auskristallisation. Gesteine, die in diesem Bildungsbereich oder Metamorphosestadium gebildet worden sind, werden im Gegensatz zu den Gneisen einerseits und den Eruptivgesteinen andererseits als anatektische Gesteine bezeichnet. Zu der Gruppe dieser Gesteine gehören auf Blatt Viechtach der Paragranodiorit, der Ödwieser Granit und der sog. Palit.

2.3.1. Paragranodiorit, Ga

Der Paragranodiorit wurde bereits von C. W. von Gümbel (1868) als eigenes Gestein von den übrigen Gneisen und Graniten des Bayerischen Waldes abgetrennt und als Waldlagergranit bezeichnet. Da das Gestein in seiner chemischen Zusammensetzung einem Granodiorit in der Definition von Tröger (1935) sehr nahekommt, andererseits aber eine magmatische Entstehung nicht nachzuweisen ist (List 1969), wird von List die Bezeichnung „Paragranodiorit" übernommen.

Dieser Paragranodiorit nimmt auf Blatt Viechtach etwa ein Drittel des Gebietes südlich des Pfahls ein. Er ist das Mittelstück eines mächtigen Zuges, der im Gebiet von Bischofsmais auf Blatt Regen beginnt und in pfahlparalleler Richtung nach Nordwesten über Ruhmannsfelden, Allersdorf (auf Blatt Viechtach) Ogleinsmais (R 62 940, H 32 600) bis auf das Anschlußblatt St. Englmar zu verfolgen ist, wo er im Gebiet des Pröller auch seine höchste Erhebung findet. Dieser Paragranodiorit-Komplex wird von zahlreichen SE–NW-streichen Gängen von mittelkörnigem Granit und feinkörnigen, dunklen Quarz-Glimmerdioriten durchschlagen. Zahlreiche Kristallgranitvorkommen sind diapirartig eingedrungen und haben zu einer deutlichen Alkalisierung des umgebenden Gesteins geführt. Dieser Umwandlungsprozeß ist sehr schön an der Straße St. Englmar–Viechtach zwischen Sattel (R 62 920, H 32 740) und Höfen (R 63 280, H 33 750) zu beobachten und zu studieren. Zahlreiche kleine Gneisvorkommen sind über das ganze Gebiet verstreut. Doch sind die Übergänge zwischen diesen Gneisen und dem Paragranodiorit fließend. Nirgends sind scharfe Kontakte oder Gänge von Paragranodiorit in den metamorphen Gesteinserien zu beobachten. Die Grenzziehung bereitet daher große Schwierigkeiten, da je nach Ausgangspunkt, die Grenze zwischen den unterschiedlichen Gesteinstypen hin und her wandert.

Ausgehend von Gneis löst sich bei Annäherung an den Paragranodiorit das Gefüge allmählich auf, die dunklen Bestandteile, hier vorwiegend Biotit, rükken zueinander und verleihen dem Paragranodiorit ein gesprenkeltes Aussehen. Begleitet wird diese Homogenisierung von einer allmählichen Kornvergröberung. Alle Nebengesteinsrelikte, die bereits im cordieritführenden Perlgneis anzutreffen sind, wie Kalksilikatgneis, Amphiolit und Biotit-Plagioklas-Zeilengneis, finden sich ebenso als Einschlüsse im Paragranodiorit. Die sedimentäre Herkunft des Ausgangsmaterials hat List (1969) durch den Vergleich des Mineralbestandes und der chemischen Zusammensetzung von Perlgneis und Paragranodiorit bewiesen. Der gleiche Bearbeiter hat (1969) durch die Untersuchung der „Zirkone" die sedimentäre Abstammung des Paragranodiorits erhärtet.

Im Handstück ist der Paragranodiorit ein mittel- bis grobkörniges Gestein, dessen Gemengteile bei einem Korndurchmesser von 2–5 mm ungefähr gleiche Größe erreichen. Der Biotit ist in putzenförmigen, nicht zusammenhängenden Aggregaten angeordnet und verleiht dem Gestein ein gesprenkeltes Aussehen, Quarz und Feldspat bilden teils rundliche, teils idiomorphe Körner. Insgesamt ist das Gestein recht inhomogen. Schlierige Biotitanreicherungen wechseln mit Partien stärkerer Kalifeldspatanreicherungen.

Unter dem Mikroskop erkennt man ein holokristallines, hypidiomorphes Gefüge, das eine starke, prä- bis parakristalline Durchbewegung mitgemacht hat. In der Nähe von Scherflächen ist häufig Kataklase der Quarze und Feldspäte zu beobachten, die auf gleichgerichtete postkristalline Beanspruchungen hinweist. Diese erfolgten in einem Niveau, dessen Druck und Temperaturbe-

dingungen die Bildung von Chlorit und Muscovit ermöglichte. Der Mineralbestand setzt sich aus Biotit, Plagioklas, Kalifeldspat und Quarz zusammen. Apatit, Zirkon, Monazit, Titanit und Ilmenit bilden die akzessorischen Bestandteile. Muscovit und Serizit sind jüngere Umbildungen aus Biotit und Plagioklas.

Der Biotit ist stets deutlich basalgeregelt. Neben großen, schön ausgebildeten Individuen finden sich solche randlich zerfranst in unzusammenhängenden Strähnen, die Quarze und Feldspäte umflasern. An Bewegungsbahnen sind die Biotite zum Großteil in Pennin bzw. Hellglimmer umgewandelt. Dabei scheidet sich Titanit entlang von Spaltrissen und in strahligen Aggregaten aus. Seltener wandelt sich der Biotit in Muscovit um. In diesem Fall scheiden sich dünne Täfelchen von Ilmenit aus, die mit Muscovit parallel verwachsen sind. Die Ausbildung der Biotite unterscheidet sich in charakteristischer Weise von der im Perlgneis. Im Paragranodiorit sind die Individuen gröber und größer als im Perlgneis. Die Länge der c-Richtung erreicht häufig den Durchmesser der Basis, während die Biotite im Perlgneis dünntafeliger ausgebildet sind.

Plagioklas ist der vorherrschende Feldspat im Gestein. Der Anorthitgehalt schwankt zwischen 25% und 35%, entsprechend einem Oligoklas-Andesin. Meist ist der Kern etwas basischer als die Randpartien. Der Übergang ist gleitend und ein deutlicher Zonarbau nicht zu beobachten. Der überwiegende Teil der gemessenen Plagioklase ist komplex nach Albit-Ala verzwillingt, bei rund 20% tritt das Karlsbader-Gesetz auf. Einfache Albitlamellen oder Albit-Karlsbader Zwillinge sind sehr selten. Der ziemlich frische Olioklas-Andesin ist zum Großteil im Kernbereich sericitisiert, während sich die anorthitärmeren Randpartien gegenüber der Hellverglimmerung als widerstandsfähiger erweisen. Der Plagioklas ist annähernd idiomorph ausgebildet und gut begrenzt. Fast immer enthält er kleine, rechteckige Antiperthiteinschlüsse, Biotite, die wie die Externbiotite schon durch Muscovit ersetzt sein können und vereinzelt rundliche Quarze. Von Kalifeldspat und Quarz wird der Kalknatronfeldspat kräftig angegriffen. Albitneubildungen und Myrmekitwarzen stellen einen jüngeren Plagioklas dar.

Der Kalifeldspat liegt stets als Mikroklin vor und bildet große lappig begrenzte Individuen mit deutlicher Gitterung. Der Achsenwinkel 2 V schwankt zwischen 66° und 78°. Nach Drescher-Kaden (1951) liegt er zwischen Orthoklas und Mikroklin. Der Kalifeldspat ist häufig nach dem Karlsbader-Gesetz verzwillingt. Er umschließt andere Gemengteile und wird an der Grenze zu Plagioklas häufig von großen Myrmekiten angegriffen.

Quarz füllt die Zwickelräume als unregelmäßige Pflaster. Die Körner sind leicht verzahnt und zeigen undulöse Auslöschung. Sie greifen alle Gefügepartner an. Insbesondere von ehemals größeren Plagioklaskörnern findet man nicht selten nur noch eine Anzahl gleichorientierter Überbleibsel.

Unter den Akzessorien nimmt der Apatit den Löwenanteil ein. Er kommt in gedrungenen, kurzprismatischen Körnern in merklich größerer Menge vor als es sonst in granitischen Gesteinen der Fall ist. Radioaktive Höfe wurden bei ihm nicht beobachtet, stets jedoch beim Zirkon, der kleine, teils gerundete, teils idiomorphe Körner bildet. Es spricht vieles dafür (z. B. Form), daß ein Teil der Zirkone sedimentärer Herkunft ist (LIST 1969). Dazu tritt etwas Monazit, sowie Ilmenit in mäßiger Menge.

2.3.2. Ödwieser Granit, öG

Der Ödwieser Granit ist auf dem Gebiet des Gradabteilungsblattes Viechtach nur in einem Vorkommen um Hochberg (R 64 600, H 29 760) anzutreffen, das als Ausläufer der Typuslokalität „Ödwies" auf Blatt Ruhmannsfelden (7043) anzusehen ist.

Von seiner Gesteinsumgebung unterscheidet sich der Ödwieser Granit deutlich durch sein granitähnliches Aussehen. Auch scheint in diesem Gestein der Cordierit zu fehlen, der nach der Beschreibung VON GÜMBELS (1868) ein typischer Bestandteil dieses „Ödenwieser" oder „Ödwieser Granits" sein soll. Leider ist es an keiner Stelle möglich, die Verbandsverhältnisse zum angrenzenden, cordieritführenden Perlgneis zu studieren. Der Ödwieser Granit ist ein mittel- bis grobkörniges Gestein mit vielen, großblättrigen Biotiten als dunkle Bestandteile und weißen, oft gelblich angewitterten Feldspäten und grauen farblosen Quarzen als helle Bestandteile. Dieses Aussehen und die großen Biotitbutzen zeigen eine starke Verwandschaft zum Paragranodiorit an, der ja kein magmatisches Gestein ist, sondern durch den langen Prozeß der aufsteigenden Metamorphose geprägt worden ist. Der Verfasser ist daher geneigt, den Ödwieser Granit als eine etwas hellere Varietät des Paragranodiorits anzusehen. Der Name „Ödwieser Granit" wird lediglich aus Gründen der Tradition beibehalten.

Im Mikroskop zeigt der Ödwieser Granit ähnlich wie der Paragranodiorit ein hypidiomorphes, körniges Gefüge, in dem einige Bestandteile (z. B. Plagioklas) durchaus ihre kristallographische Eigengestalt zeigen, während andere entweder wie die Biotite als feine Schüppchen einer alten Schieferung folgen oder wie der Großteil der Quarze als Spätkristallisate Fugen, Risse und Zwikkel füllen.

Plagioklas, als die vorherrschende Feldspatkomponente, ist immer feinlamellar verzwillingt und häufig zonargebaut. Der Anorthitgehalt, d. h. der Gehalt an Calcium im Plagioklasmischkristall, verändert sich entsprechend der Zonierung und schwankt zwischen 25% und 35% entsprechend einem Oligoklas-Andesin.

Der Kalifeldspat ist im Vergleich zu Plagioklas deutlich später auskristallisiert, da er diesen teilweise buchtig bedrängt, z. T. dessen Bruchstücke über-

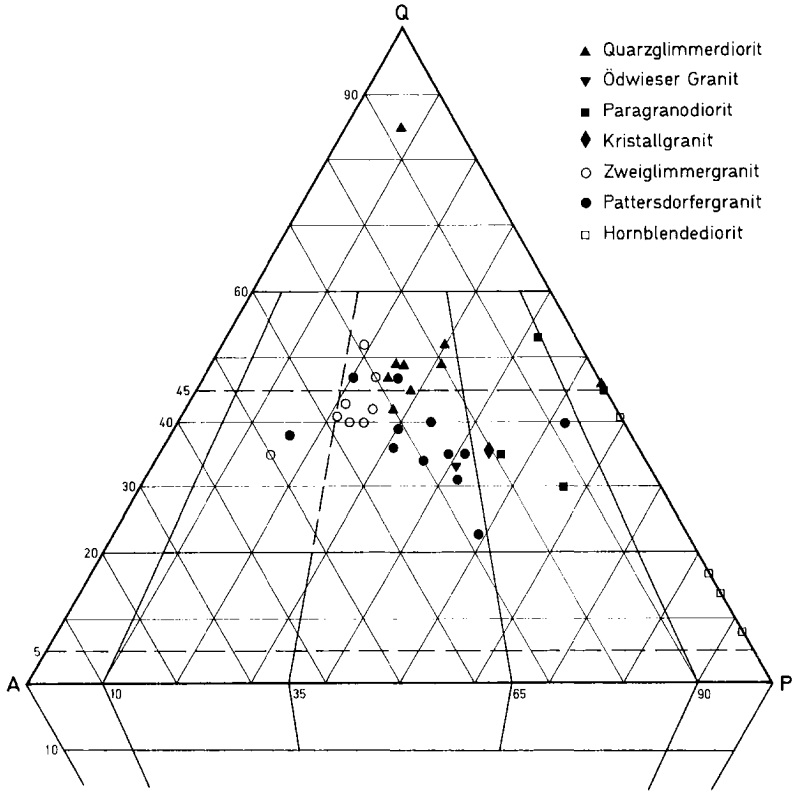


Abb. 2. Lage der magmatischen und anatektischen Gesteine im QAP-Diagramm (Streckeisen).

nimmt und in sein Gitter einregelt. Die Mikroklingitterung ist unterschiedlich stark ausgebildet. Meist ist sie sehr deutlich, doch sind auch Individuen zu beobachten, die nahezu frei von ihr sind. Diese unterschiedliche Gitterung ist als Zeichen dafür zu verstehen, daß die Entstehung nicht einaktig war, sondern verschiedene Formungsakte an der Bildung des Ödwieser Granits beteiligt gewesen sein müssen.

Die dunklen Biotitblättchen sind stark zerschert und deutlich basalgeregelt. Einzelne Teile lassen die alten Umrisse erahnen, doch haben Quarz und Plagioklas die ehedem größeren Glimmerblättchen zerissen und durchlöchert und lediglich „Ruinen" von Biotit stehen lassen. Zirkone mit pleochroitischen Höfen und Apatit sowie Titanit sind reichlich vorhanden. Auffallend ist in einigen Schliffen das Vorkommen von Turmalin. Doch sind nur

noch Reste vorhanden. Er ist meist zonargebaut und ruft in Biotit pleochroitische Höfe hervor. Auch ist eine schwache, anomale Zweiachsigkeit zu beobachten.

2.3.3. **Palit,** pgnj

In zahlreichen größeren und kleineren Vorkommen innerhalb des Verbreitungsgebietes des mittelkörnigen Granits und des Quarz-Glimmer-Diorits tauchen diese inhomogenen, grobkörnigen Palite auf. Das größte liegt bei Schweinberg (R 66 850, H 34 300). Es folgen Aufschlüsse östlich Tradweging (R 69 840, H 31 320), nördlich Schwarzgrub (R 68 880, H 33 660) im Anschluß an die Pfahlmylonite und an der neuen Wasserreserve Viechtach (R 63 980, H 36 580), um nur die wichtigsten zu nennen, also alles Lokalitäten südlich des Pfahls. Damit ist bereits ein typisches Merkmal aufgezeigt.

Das zweite Kennzeichen ist sein Aussehen. Der erste Eindruck: Es ist ein inhomogenes, dunkles Gestein mit meist idiomorphen, einsprenglingsartigen Kalifeldspäten und unregelmäßig eingestreuten Nestern stengeliger Hornblende. Doch besser als viele Worte ist hier die Beschreibung von GÜMBELS (1868): „Das eigenthümliche Gestein, das im Süden vom Pfahl schon aus der Gegend von Viechtach mit ihm fortläuft, zeigt sich ... bis zur östlichen Landesgrenze bald mehr gneis-, bald mehr granitartig. Die Feldspatteile, unausgebildete Kristalle mit abgerundeten Flächen, sind meist mit schwarzen und grünen Glimmerblättchen umhüllt, so daß für dieses Gestein bei gneisartiger Textur keine Bezeichnung besser passen könnte als Augengneis. Sehr häufig gesellen sich zum Glimmer das grüne, chloritähnliche Mineral und Hornblende ... Doch sind diese Beimengungen so vielfachem Wechsel unterworfen, daß die Abgrenzung gegen Ödenwieser Granit und Gneis nur unsicher auszuführen ist. Selbst bei granitischem Typus verrät sich durch eine streifenweise Lage der Glimmerschuppen die Verwandtschaft mit Gneis."

Diese Beschreibung beinhaltet eine ganze Reihe von Erscheinungsformen, denen sich auch FRENTZEL (1911) gegenübersah und für diese bunte Gesteinsgesellschaft den Namen „Palit" wählte als eine Art Überbegriff. Sehr eingehend hat sich in neuerer Zeit STEINER (1968) mit den Paliten und ihrer Untergliederung auseinandergesetzt. Er stellte fest, daß alle Palite mit großen Kalifeldspäten durch ein allgegenwärtiges Kataklasgefüge (Zerbrechungsgefüge) gekennzeichnet sind, was in dem häufigen Auftreten einer Augengneistextur sichtbar wird.

Wenn man sich das Grundgewebe der Palite unter dem Mikroskop näher ansieht, so bietet sich das Bild eines ungleichkörnigen blastokataklastischen Gefüges. Der Mineralbestand setzt sich zusammen aus Amphibol (Hornblende) Biotit, Plagioklas, Kalifeldspat und Quarz. Chlorit, Epidot, Calcit und opake Erzmineralien vervollständigen das Mineralangebot.

Die auffälligsten Minerale und gleichzeitig die größten sind die Kalifeldspäte mit meist sehr guter Mikroklingitterung. Die größeren sind überwiegend, wie bereits im Handstück zu sehen ist, nach dem Karlsbader-Gesetz verzwillingt. Auffallend ist weiter der Reichtum an Einschlüssen, der diese Mikrokline als Spätkristallisate ausweist. Weiter sind die großen Kristalle häufig zerbrochen und die einzelnen Teile gegeneinander verschoben und verdreht. Diese mechanische oder kataklastische Beanspruchung wird durch verbogene Zwillingslamellen bis in den Kristallfeinbau hinein sichtbar.

Auch die Bestandteile der Grundmasse geben ein deutliches Zeugnis für die Deformationsereignisse. Die Biotite, mit einem auffallend olivgrünen Farbton, sind offensichtlich Rekristallisate zerscherter Großbiotite. Mitverwachsen sind zerlappte Kristalle gemeiner, grüner Hornblende. Auffallend ist in diesem Gemenge aus Hornblende und Biotit der große Reichtum an Titanit. Auch die anorthitreichen Plagioklase (Andesine) sind den mechanischen Durchbewegungen nicht entkommen. Die Eigengestalt ist nur noch selten erhalten. Runde Kornformen sind typisch. Es darf zusammenfassend gesagt werden, daß die Palite aller Wahrscheinlichkeit nach magmatischer Abstammung sind, jedoch deuten auch einzelne Proben zumindest in Teilbereichen auf metamorphe Herkunft hin. Doch ist eine genaue Festlegung des Ausgangsmilieus durch die ausgeprägte mechanische Deformation nur sehr schwer zu treffen.

2.4. Magmatische Gesteine

Unter der Bezeichnung „Magmatische Gesteine" sind alle Gesteine zusammengefaßt, deren Entstehung auf ein Magma bezogen werden kann bzw. diese nach dem heutigen Stand der Wissenschaft als wahrscheinlich anzunehmen ist. Die sauren, siliziumreichen Intrusivgesteine herrschen bei weitem vor. Die intermediären und siliziumarmen sind zwar spärlicher vertreten, zeichnen sich aber durch Buntheit sowohl im Erscheinungsbild wie auch in der Erscheinungsform aus.

2.4.1. Kristallgranit, Gk

Der Kristallingranit ist im Gebiet von Blatt Viechtach in zahlreichen kleinen Vorkommen aufgeschlossen. Die größten Areale liegen zwischen Perlesried (R 69 760, H 29 720) und Müllersdorf (R 67 710, H 31 440) und zwischen Mooshof (R 70 070, H 30 030) und Mehlbach (R 70 700, H 33 130). Beide Vorkommen sind gangförmig angelegt und verlaufen pfahlparallel, ein Zeichen dafür, daß die NW–SE-Tektonik bereits bei der Intrusion der Kristallgranite dagewesen sein muß und somit mindestens als frühvariscisch anzuse-

hen ist. Ein markantes Vorkommen liegt im Gebiet nördlich Kollnburg (R 63 020, H 34 810) und bildet hier den Baugrund der ehemals sicher imposanten Burganlage der Veste Kollnburg. Der Kristallgranit ist im ostbayerischen Grundgebirge sehr weit verbreitet und erscheint auch im österreichischen Moldanubikum, wo er als Weinsberger Granit bekannt ist.

Die Beziehungen des Kristallgranits zu seinen Nebengesteinen sind sehr unterschiedlicher Natur. Im Gebiet südlich des Pfahls ist der Kontakt des Granits zu seinem Nebengestein scharf und ohne Übergang. Nördlich des Pfahls wird dagegen das Nebengestein durch den Kristallgranit kontaktmetamorph überprägt. Es sind hier mächtige Übergangszonen zu beobachten, in denen ein allmählicher Übergang vom Granit über den Körnelgneis in den Cordieritgneis erfolgt. Die unterschiedlichen Kontaktausbildungen sind wohl mit unterschiedlichen Intrusionniveaus zu erklären. Im Fall der Kontaktüberprägung erfolgt sie vermutlich in großer Tiefe, die es dem Granit erlaubte, seine gespeicherte Wärme und einen Teil der leichtflüchtigen Bestandteile langsam an die Umgebung abzugeben und somit die Bildung der Großkalifeldspäte in den Cordierit-Sillimanit-Gneisen zu ermöglichen. Die scharfen Kontakte aus dem Gebiet südlich der Pfahlstörung wurden wohl dadurch hervorgerufen, daß die Intrusion in einem höheren Niveau erfolgte und somit die Umgebung bereits kälter war, so daß die mitgebrachte Energie nicht ausreichte, um eine ähnliche Wirkung auf das Nachbargestein zu erzielen wie im Gebiet nördlich davon.

Sein porphyrisches Aussehen hat ihm im Bayerischen Wald den volkstümlichen Namen „Preßsackstein" eingebracht. Unterschiedlich viele, bis 8 cm lange Großkalifeldspäte liegen in einer mittel- bis grobkörnigen, biotitreichen Grundmasse. Sie sind z. T. deutlich eingeregelt und passen mit ihren Streichwerten zwischen 120° und 140° gut in das tektonische Bild des Gebietes. Der quantitative Anteil schwankt zwischen 15% und 30%.

Im Dünnschliff lassen sich neben den bereits makroskopisch erkennbaren Mineralien, wie Kalifeldspat, Biotit und Quarz, noch Plagioklas, Zirkon, Apatit, Titanit, Orthit, Pyrit, Ilmenit und Magnetit sowie als sekundäre Umwandlungsprodukte Muscovit, Chlorit, Hellglimmer und verschiedene Eisenhydroxyde unterscheiden.

Der Kalifeldspat liegt fast immer in der triklinen Form des Mikroklins vor. Perthitische Entmischungen nach Natronfeldspat und Zwillingsbildungen nach dem Karlsbader-Gesetz sind häufige Erscheinungen. Die einzelnen Kristalle sind nur wenig verglimmert. Die durch Kataklase entstandenen Risse sind durch Quarz verheilt. Im Kalifeldspat sind neben Quarz auch Biotit und Plagioklas eingeschlossen. Die orientierte Einlagerung der Einschlüsse deutet auf einen Einbau während der Kristallisation hin.

Hypidiomorphen Plagioklas trifft man stets, und besonders im Kern, verglimmert an. Hierbei können sich die Hellglimmer parallel zu den Spaltris-

sen durch Sammelkristallisation zu schmalen Scheitern vergrößern. Die Albit-Zwillingslamellen sind leicht verbogen bzw. keilen aus und lassen so die tektonische Beanspruchung erkennen, denen der Kristall bzw. das Gestein ausgesetzt war. Der Anorthitgehalt ergibt nach der Zonenmethode nach RITTMANN Werte zwischen 25% und 28%, was einem Oligoklas mit der Tendenz nach Andesin entspricht.

Kalifeldspäte und Plagioklase werden von kleinen Biotiten umwoben. Große Glimmerblättchen sind sehr selten zu beobachten. Häufig dagegen kann man die Umwandlungsprodukte Chlorit und Hellglimmer bei gleichzeitiger Neubildung von Titanit und Ilmenit an ihrer Stelle sehen.

Quarz bildet zusammenhängende, unverzahnte Schnüre und Pflaster und dient als Matrix für die Feldspäte, Glimmer und die Nebengemengteile, unter denen mengenmäßig vor allem Apatite und Zirkone alle anderen überragen.

2.4.2. Mittelkörniger Granit, Gm

Die Geologie des Gradbeteiligungsblattes Viechtach wird von der Störungszone des Pfahls beherrscht, die das Blattgebiet in zwei annähernd gleich große, lithologisch unterschiedliche Bereiche teilt. Verstärkt wird diese Trennung durch das pfahlparallele Auftreten der mittelkörnigen Granite. Sie begleiten den Pfahl auf seiner südlichen Seite in durchschnittlich 2 km Breite beinahe auf seiner ganzen Länge. Lediglich um Schwarzgrub (R 68 750, H 33 460) und Frankenried (R 69 850, H 32 685) unterbrechen Palit und Paragranodiorit die Granite. Im Gebiet von Kirchaitnach ist das Granitgebiet bis auf 5,5 km schlauchartig nach Süden erweitert. Im Gebiet von Patersdorf nehmen die Granite eine nahezu kreisrunde Fläche mit einem Durchmesser von ca. 4 km ein, die durch den Pfahl in annähernd gleich große Hälften geteilt wird. Nördlich des Pfahls liegen zwei weitere Vorkommen. Hier baut der Granit den Weigelsberg (R 70 180, H 40 530) und die umgebenden Höhen auf. Die Gegend um Haselbach (R 67 200, H 40 530) besteht ebenfalls aus Granit.

Das Aussehen der mittelkörnigen Granite und vor allem ihr Gefüge hängt maßgebend von der Lage zum Pfahl ab. Mit Annäherung an diese Störungszone ändert sich das Aussehen von zunächst richtungslos bis geflasert und parallel texturiert. Im unmittelbaren Pfahlbereich sind die Granite sogar mylonitisch. Diese Gefügeänderung ist sowohl südlich wie auch nördlich des Pfahls zu beobachten. Der mittelkörnige Granit ist ein gut gebanktes und geklüftetes Gestein, das in verschiedenen Steinbrüchen abgebaut wird. Vorwiegend im Raum Patersdorf hat sich eine regelrechte Steinindustrie entwickelt. Im Granitwerk Wildtier (R 70 680, H 30 100), im Granitwerk Prünst (R 72 600, H 29 660) und in mehreren Brüchen entlang des Riedberges (R 70 610, H 31 120) wird dieser Granit abgebaut. Er ist ein sehr guter Baustein. Doch

wird er aus Gründen der Rentabilität im großen Maße zu Schotter und Splitt verarbeitet. Im Gebiet der Gsteinacher Höhe (R 61 600, H 37 430) ist er gipfelbildend und überragt die Umgebung in hohen Felsen. Im allgemeinen aber sind gut Aufschlüsse sehr selten, da das anstehende Gestein aufgrund seines Gefüges sehr gleichmäßig verwittert und somit vom eigenen Grus bzw. Schutt zugedeckt wird.

Im Handstück ist der Granit ein mittelkörniges Gestein mit typischem Habitus. Die Farbe variiert mit dem Grad der Verwitterung zwischen braunweiß und grauweiß. Von den Mineralien fallen die idiomorphen Kalifeldspäte auf, die, meist verzwillingt, bis etwa einen Zentimeter lang werden können. Sie enthalten meist zahlreiche Biotitschüppchen in zonarer Anordnung, so daß das homogene Gesamtbild erhalten bleibt. Biotit und Quarz vervollständigen den makroskopischen Mineralbestand. Neben diesem Normalgranittyp ist auch ein anderer zu beobachten, der aufgrund eines geringen oder gar fehlenden Gehaltes an Biotit mehr aplitisch ist, d. h. der vorwiegend aus den hellen Mineralen Feldspat und Quarz zusammengesetzt ist. Doch erscheint es nicht sinnvoll, diesen „aplitischen Granit" als gesonderten Typ auszuscheiden bzw. zu beschreiben, da er als „Dachpartie" der mittelkörnigen Granite angesehen werden muß.

Im Dünnschliff ist folgender Mineralbestand zu sehen: Kalifeldspat, Plagioklas, Biotit, Quarz, Chlorit, Muscovit, Titanit, Apatit, Zirkon, Orthit, Sillimanit, Hämatit und Ilmenit. Die Kalknatronfeldspäte (Plagioklase) zeigen ihre Eigengestalt. Sie sind, für Magmatite typisch, zoniert, wobei der Anorthitgehalt vom Kern zum Rand abnimmt. Die Kerne sind in den meisten Fällen durchsetzt von feinsten Hellglimmerblättchen. Feine Zwillingslamellen verleihen den Plagioklasen das typische Aussehen.

Die Kalifeldspäte sind dagegen als längliche Kristalle mit sehr deutlicher Mikroklingitterung versehen. Ihre Eigengestalt ist nur selten verwirklicht. Sie sind immer nach dem Karlsbader-Gesetz verzwillingt. Schlierige, perthitische Entmischungen sind häufig. Randlich sind sie mit den übrigen Gemengteilen in komplizierten Durchwachsungs- und Interpositionsgefügen verbunden. Myrmekitische Verwachsungen (Entmischungen nach Quarz und Albit) spielen dabei eine große Rolle.

Die Dunkelglimmer *(Biotite)* zeigen einen Pleochroismus von hellocker nach grünbraun, wohl ein Zeichen der Verwitterung. Darüber hinaus ist ein deutlicher Abbau von Biotit nach Chlorit zu beobachten, wobei es zur Ausscheidung von Ilmenit kommt. Dieser Übergang von Biotit nach Chlorit ist in den verschiedensten Stadien zu sehen. Einschlüsse von Zirkon und Apatit sind zwar da, spielen aber nur eine untergeordnete Rolle. Die pleochroitischen Höfe um die Zirkone sind schmal und nicht sehr farbintensiv.

Quarz füllt als Restkristallisat Fugen und Spalten. Die einzelnen Körnchen sind nicht verzahnt und löschen im allgemeinen gerade aus.

2.4.3. Quarz-Glimmer-Diorit, qDr

Der Begriff „Quarz-Glimmer-Diorit" ist allgemein etwas umstritten, insbesondere bei den Systematikern. Für diese Gesteine fehlt bis heute eine eindeutige Zuordnung nach petrographischen und geochemischen Gesichtspunkten. Der Begriff als solcher geht zurück auf G. FISCHER (1965). Es ist zweckmäßig, kurz dessen Definition anzuführen: „Die feldgeologische Zusammenfassung dunkler Eruptiva im Bayerischen Wald südich der Pfahllinie unter der Bezeichnung „Quarzdiorite" ist eine durch das geologische Vorkommen erzwungene und berechtigte Vereinfachung. Im petrographischen Sinn handelt es sich um Gesteine, die den ganzen Zwischenraum zwischen typischem Quarzdiorit und einem Granit mit Plagioklas-Vormacht ausfüllen." Die Quarz-Glimmer-Diorite kommen im Gebiet des Gradabteilungsblattes Viechtach nur südlich der Pfahllinie vor. Bei ähnlich aussehenden Gesteinen nördlich bzw. nordöstlich dieser Linie handelt es sich um sogenannte Mylonite. Deren Auftreten ist allerdings sporadisch und geht über kopfgroße Lesesteine nicht hinaus. Die Quarz-Glimmer-Diorite selbst stehen in großen Vorkommen an. Das größte ist als Fortsetzung des Dioritgebietes um den Breitenstein und das Mühlholz in der NW-Ecke des Anschlußblatts Regen anzusehen. Es ist in einem etwa 500 m breiten Zug über Masselsried (R 69 620, H 30 960), den Kühberg (R 69 500, H 31 240), den Hornberg (R 68 850, H 31 920), das Hoch-Holz (R 67 840, H 32 700) bis zum Kühberg E Raßmann (R 66 320, H 34 590) zu verfolgen, wobei er sich stetig bis auf max. 1,5 km verbreitert. Durch die Intrusion der jungvariscischen mittelkörnigen Granite wird der ehedem geschlossene Zug stark untergliedert und unterteilt. Er ist in zahlreichen Felsenklippen, z. B. am Spitzberg (R 69 050, H 31 300), Garner Berg (R 67 840, H 32 480) und Grundberg (R 66 620, H 33 470), innerhalb dieses mächtigen Zuges aufgeschlossen. Daneben sind zahlreiche, kleine Vorkommen zu erwähnen, die teils gangförmig, teils diapirartig die umgebenden Gesteine durchschlagen bzw. in sie eingelagert sind.

Allen diesen großen und kleinen Vorkommen gemeinsam sind neben dem Aussehen der Gesteine die tektonischen Daten. Alle Quarz-Glimmer-Diorite streichen nämlich NW–SE, also pfahlparallel. Ihre Intrusion erfolgte also im Rahmen der Anlage der Pfahltektonik. Es ist leider nirgends möglich, die Kontaktverhältnisse zu studieren. Man kann jedoch eines feststellen: Die Intrusion der Quarz-Glimmer-Diorite erfolgte in einem sehr seichten Niveau und damit in ein kaltes Nebengestein. Das kann daraus geschlossen werden, weil Diorite und der Gneisrahmen meist durch schmale Granitgängchen voneinander getrennt sind, was durch eine Schrumpfung der Diorite bei der Abkühlung und einer nachfolgenden Infiltration von nachdrückendem granitischem Material zu erklären ist. Schwierigkeiten bereitet auch häufig die Grenzziehung zwischen Diorit und Granit, z. B. am Kühberg E Raßmann, wo beide Intrusiva beinahe nahtlos ineinenander übergehen. Das oft sehr

deutliche Parallelgefüge kann als Hinweis einer kräftigen Durchbewegung sowohl während der Platznahme als auch danach angesehen werden.

Im Handstück ist der Quarz-Glimmer-Diorit grauschwarz, feinkörnig und dicht. Er ist deutlich geschiefert, was sich in plattiger Absonderung äußert. Das schiefrige Aussehen wird verstärkt durch langgezogene oder ausgewalzte Biotitaggregate. Feldspäte, getrübt und bis zu 3 mm im Durchmesser, verleihen den Quarz-Glimmer-Dioriten ein gesprenkeltes Aussehen.

Im Dünnschliff erkennt man ein porphyrisches Erstarrungsgefüge. Die feinkörnige Grundmasse besteht aus Quarz, Biotit und Plagioklas. Die Gehalte an Kalifeldspat schwanken mehr oder weniger stark. Hornblende, Granat, Apatit, Titanit, Rutil, Zirkon und Erz vervollständigen den Mineralbestand der Grundmasse. Die Einsprenglinge sind idiomorphe, gedrungene Plagioklastäfelchen. Polysynthetische, komplexe Zwillingsbildungen sind allgemein zu beobachten. Einzelne Individuen sind zerbrochen und durch Quarzmörtel verheilt. Zonarbau ist meist deutlich. Der Anorthitgehalt schwankt zwischen 35% und 47% entsprechend einem Andesin. Antiperthitische Entmischung führt zur Bildung kleinkörniger Mikrokline.

Die Biotite kommen in verschiedenen Formen vor. Kleine, schmale Biotitflitter sind über das ganze Gestein verteilt. Auffallend ist ihre korrekte Ausrichtung nach der Basis. Sie deutet entweder auf eine Fließregelung während der Intrusion hin oder sie ist das Werk tektonischer Beanspruchung, während oder auch nach der Intrusion. Für den letzten Fall spricht die Beobachtung, daß Biotitnester plattgedrückt, eingeregelt und an den Enden spindelförmig ausgeschwänzt sind.

Die Quarze löschen einheitlich aus. Die einzelnen Körner sind nur wenig miteinander verzahnt. Gelegentlich sind auch größere Quarznester zu sehen. Quarz und Grundmasseplagioklas bilden zusammen ein einheitliches Mosaikgefüge.

Apatit ist in eigengestaltigen Formen reichlich vorhanden. Auffallend ist der hohe Anteil an Orthit mit seinem Pleochroismus von orangerot nach okkergelb. Zirkonnädelchen, Titanitkriställchen und Rutilnädelchen sind über die ganze Grundmasse verteilt. Bemerkenswert ist der Gehalt an Erzmineralien, die ähnlich wie die feinen Biotitflitter häufig in zusammenhängenden Lagen eingeregelt sind.

2.4.4. Hornblendediorit

Im Zuge des Baus der Straße Viechtach–St. Englmar wurden verschiedene Vorkommen zwischen Kollnburg und der Abzweigung nach Hinterviechtach freigelegt. Leider sind sie zum größten Teil im Zuge von Begrünungsmaßnahmen wieder unter einer dicken Humusdecke verschwunden. Einige größere

Leseblöcke sind am großen Straßenanschnitt E Kollnburg (R 63 370, H 34 760) erhalten geblieben. Darüber hinaus steht auch in dem kleinen Quarzbruch SE Ochsenberg (R 66 130, H 33 260) dieser Hornblendediorit an. Doch solche Vorkommen sind insgesamt selten. Meist sind faustgroße Lesesteine oder größere Blöcke die Zeugnisse der Anwesenheit dieses Gesteins. Auffälligerweise finden sich diese Einschlüsse nur im Gebiet südlich des Pfahls. Diese Tatsache beweist jedoch nichts, da die Hornblendediorite nicht gang- oder lagerförmig, sondern als quasi Einschlüsse in den Paragranodioriten bzw. sonstigen Wirtsgesteinen stecken.

Bei diesen Dioriten handelt es sich um Intrusivgesteine, die in einem Stadium in die Nebengesteine eingedrungen sind, bei dem die physikalischen Kräfte wie Druck und Temperatur noch nicht zur Bildung der heute vorliegenden Gneise ausreichten. Erst diese Überprägung hat die alten Zusammenhänge aufgebrochen und verwischt. Daher findet man die Hornblendediorite heute nur noch als Blöcke in den Gneisen und Anatexiten.

Im Handstück sieht der Hornblendediorit beim flüchtigen Ansehen wie der Paragranodiorit aus. Doch bei genauerem Betrachten fällt sofort das typisch körnige Gefüge eines magmatischen Gesteins auf, in dem die hellen Feldspäte gerüstartig miteinander verschränkt sind. Die dunklen Gemengteile sind gleichmäßig über das ganze Gestein verteilt, wobei Biotit seine Vormachtstellung mit vergrünter Hornblende teilen muß. Das Gestein verwittert nur sehr schwer. Die Farbe der Verwitterungsrinde variiert zwischen ocker und lichtbraun.

Im Mikroskop wird dieses Feldspatgerüst besonders deutlich. Gedrungene Plagioklastäfelchen, die nur selten ihre Eigengestalt besitzen, sind die Gerüstteile. Sie werden von feinen Zwillingslamellen durchzogen oder liegen als Karlsbader Zwillinge vor. Ihr Zonarbau ist deutlich und zeigt mit abnehmendem Anorthitgehalt von An_{50} im Kern nach An_{24} am Rand ein für magmatische Abstammung typisches Bild. Als Einschlüsse sind Erz und Apatit zu nennen.

In diesem Plagioklasgerüst liegen eingebettet die übrigen Gemengteile des Hornblendediorits. Die dunklen Glimmer (Biotite) zeigen einen kräftigen Pleochroismus von rotbraun nach bräunlichocker. Sie können ihre Eigengestalt nie voll entfalten. Sie umschließen Erz, Titanit, Apatit, Plagioklas, Pyroxen und Hornblende. Die beiden letzteren sind wohl vor Plagioklas und Biotit auskristalliesiert, da sie meist ihre typische Korngestalt zeigen.

Pyroxene sind gut erhalten. Nach den optischen Daten (V_z 61°, Z/c 45°) sind es diopsidische Augite. Sie sind farblos bzw. schwach gelbgrün. Eine Umwandlung in Hornblende ist sehr selten zu beobachten. Die Hornblende ist schwach pleochroitisch von gelbgrün nach olivgrün. Ihre Kristallform ist ebenso wie bei den Pyroxenen deutlich ausgebildet. Auch sie sind nur in

geringem Maße in Biotit umgewandelt, was dafür spricht, daß der Mineralbestand, wie er vor uns liegt, als primär anzusehen ist.

Auffallend ist der Reichtum an opaken Mineralien, die sich bevorzugt in der Umgebung von Biotit, Pyroxen und Hornblende angesiedelt haben. An Begleitmineralien ist der zahlreich vertretene Apatit zu nennnen, während Titanit ebenso wie Monatzit nur in wenigen Kristallen zu beobachten ist.

2.5. Mineralgänge

2.5.1. Pegmatit

Im Kartenblattgebiet sind die Pegmatite zum Leidwesen der Mineralienfreunde nur sehr klein und geringmächtig (< 10 cm). Sie beschränken sich auf das Verbreitungsgebiet des mittelkörnigen Granits. Eine kartographische Darstellung erübrigt sich daher. Die Pegmatite sind meistens Quarz-Feldspat-Verwachsungen mit sehr viel Kalifeldspat. Muscovit vertritt die Glimmergruppe. Biotit ist nur sehr selten vertreten. Vereinzelt tritt Turmalin einzeln oder in Nestern auf.

2.5.2. Pfahlquarz, Q

Die großen Quarzvorkommen geben dem Gebiet um Viechtach das typische Gepräge. Sie überragen als Härtlinge die Umgebung und teilen das Gebiet diagonal. Im nordwestlichen Karteneck, südwestlich von Engelsdorf (R 61 280, H 40 020) hebt sich aus den Pfahlmyloniten der Quarzgang. Nach Südosten streichend, baut er die berühmten Quarzfelsen von Viechtach auf, die hier in einem Teil unter Naturschutz stehen, während ein Teil auf der Nordseite abgebaut wird. Verschiedene kleine Bachläufe, wie Riedbach, Aitnach, Schweinberger Bach und Hofbach, durchbrechen die Quarzmauer, die bis zum Hofpfahl, westlich von Ayrhof (R 68 030), H 34 620), durchgehend zu verfolgen ist. Nach einer Unterbrechung von ca. 350 m steht erneut Pfahlquarz in einer Mächtigkeit von ca. 10 m an, der sich allerdings am Westende von Taging (R 43 800, H 34 080) im Pfahlmylonit verliert. Ein kleines Vorkommen folgt östlich von Haidhof (R 70 670, H 32 720). Erst NE Linden (R 71 200, H 32 360) beginnt erneut ein länger verfolgbares Quarzvorkommen, das, von der Teisnach E Patersdorf unterbrochen, sein Ende am Kartenrand E Neumühle (R 77 120, H 31 160) findet.

Die einzelnen Vorkommen sind in zahlreichen kleinen Gruben und großen Brüchen erschlossen worden. Einzelne werden noch abgebaut. Der Quarz fand ehemals reichliche Verwendung in der Glasherstellung und wird heute vorwiegend als Schotter gewonnen.

Die Entstehung dieses Pfahlquarzes hat in verschiedenen Formen zu oftmaligen Bearbeitungen angeregt. C. W. von Gümbel (1868) sah im Pfahlquarz eine sedimentäre Ablagerung, auch wenn ihn bereits schwerwiegende Zweifel plagten. So erschien es ihm unwahrscheinlich, daß eine sedimentäre Ablagerung trotz all der tektonischen Einwirkungen im Laufe der geologischen Geschichte sich auf so lange Strecken fast nahezu geradlinig erhalten haben soll. In neuerer Zeit hat vor allem Hegemann (1936) eine Erklärung gefunden, der sich auch der Bearbeiter anschließen möchte. Der Pfahlquarz ist hydrothermal gebildet worden mit Materialanlieferung aus der Tiefe. Ob nun die Zulieferung mit einer granitischen Schmelze oder einer sog. Lateralsekretion zusammenhängt, kann aufgrund der geringen Erzführung nicht geklärt werden.

Der Pfahlquarz tritt vorwiegend in derben Massen von milchweißer Farbe und ohne den Fettglanz auf, der für magmatische oder hochmetamorphe Entstehung typisch ist. Bisweilen sind kleine Drusen zu beobachten, die angefüllt sind mit trüben, gelblichen, aber auch kleinen, klaren Quarzkristallen. Reine Quarzmassen sind selten, meist sind sie durch eingedrungene Erzlösungen rötlich gefärbt. Auch Kaolinit oder Nebengesteinsbrocken sind als Einschlüsse nicht selten. Bei dieser Gelegenheit sei auch auf die Arbeit von Hoffmann (1962) verwiesen, der sich speziell mit der Tektonik bzw. dem Bau und dem Bewegungsablauf bei der Entstehung des Pfahlquarzes beschäftigt hat und eine Erklärung für das Vorhandensein von Kaolinit und Sericit gegeben hat.

Unter dem Mikroskop ist der Pfahlquarz charakterisiert durch eine sehr starke Zerbrechung oder Kataklase des ehemaligen Quarzkörnerverbandes. Zahlreiche Risse, Spalten und Flexuren durchziehen die Quarzmassen. Sie sind zum Großteil durch Quarz wieder verheilt. Je nach Vorkommen reicht die Bindung der einzelnen Quarzkörner von Pflasterstruktur bis zu deutlich verzahntem Kornverband. Die Färbung der Quarze wird hervorgerufen durch Hämatit, Eisenhydroxyde und Chlorit. Epidot- und Sulfidminerale sind selten.

2.5.3. Quarz i. allg., Q

Unter diesem Oberbegriff sind alle Fundstellen von Quarz zusammengefaßt, die nicht mit Quarzvorkommen im Gebiet des Pfahls in Zusammenhang stehen, allenfalls als sog. Nebenpfähle anzusprechen sind. Inwieweit es sich um Quarz handelt, der genetisch mit der Intrusion des mittelkörnigen Granits in Einklang steht, kann nicht eindeutig festgelegt werden. Im Gebiet südlich des Pfahls sind zwei gangförmige Einschaltungen von Quarz auskartierbar. Die eine ist auf der Höhe südwestlich Allersdorf (R 66 730, H 30 310). Dieses Vorkommen streicht NW–SE, hat eine Länge von ca. 50 m und eine Mächtigkeit bis zu 20 cm. Das zweite ist am Sportplatz in Einweging (R 66 630, H 31 540). Es streicht ebenfalls in pfahlparalleler Richtung. Seine Mächtigkeit kann nur sehr vage mit schmal abgeschätzt werden.

Im Gebiet nördlich des Pfahls sind die einzelnen Vorkommen wesentlich zahlreicher und vor allem über eine größere Distanz verfolgbar. Das größte setzt am Südwesthang des Rauhbühl (R 67 420, H 38 450) W Rattersberg ein und ist mit zahlreichen Unterbrechungen über Gstadt, Oberleiten bis Geiersthal zu verfolgen (Mächtigkeit zwischen 5 cm und 30 cm). Dieser Gang ist am Weg von Schönau zur Fährstelle am Haltepunkt Gstadt (R 69 100, H 36 980) der Regentalbahn aufgeschlossen. Er streicht hier mit 110° und taucht mit 53° nach NE ab. Dieses Streichen und Fallen ist dem der umgebenden Körnelgneise angepaßt. Da eine Diskordanz nirgends zu beobachten ist, liegt der Verdacht nahe, diesen Quarz als ehemaligen Quarzit einzustufen. Weitere Fundstellen sind nur durch Einzelstücke zu belegen. Vom Aussehen her zeichnet diesen Quarz ein typischer Fettglanz aus, der dem Pfahlquarz fehlt. Er ist klar und nur selten milchigweiß bis gelblich getrübt.

2.6. Mechanisch beanspruchte Gesteine

2.6.1. Mylonite, my, mya

Die bisher beschriebenen Gneise sind als Produkte eines langen Bildungsprozesses anzusehen. Meist waren Sedimente das Ausgangsmaterial. Ansteigende und abfallende Druck- und Temperaturbedingungen veränderten die Mineralkomponenten, so daß immer neue Mineralgesellschaften oder Mineralparagenesen entstanden. Diese Umwandlungsgesteine oder Metamorphite, wie sie heute vor uns liegen, zeigen im Normalfall den maximal erreichten Grad der Umwandlung oder Metamorphose an. Man spricht auch vom höchsten Grad der Metamorphose. Seltener wird der entgegengesetzte Ablauf beobachtet. Man spricht dann von Diaphtorese. Oft ist nur eine Umwandlung der einzelnen Mineralien wie Cordierit, Feldspat und Biotit festzustellen, die sich in der Neubildung von Glimmer oder in Entmischung äußert. Häufiger sind dagegen an Gneisen Erscheinungen zu beobachten, die durch zusätzliche Durchbewegung oder Mylonitisierung hervorgerufen worden sind.

Die zur Mylonitisierung erforderlichen Bewegungsabläufe hat man sich so vorzustellen, daß in der Erdkruste solange Spannungen aufgebaut werden, bis die Festigkeit der verschiedenen Gesteine überwunden werden kann. Das Gefüge gerät je nach Stärke und somit Dauer in Bewegung. Das Gestein wird zerschert, zerbrochen und zermahlen. Es entstehen die sog. Mylonite. Kommt es nun bei dieser mechanischen Durchbewegung durch die entstehende Reibungswärme zu einer teilweisen Gesteinsaufschmelzung, so kann je nach den äußeren Gegebenheiten entweder Glas gebildet werden (sog. Pseudotachylite) oder es kann zu einem erneuten Mineralwachstum kommen. Letzteres Edukt bezeichnet man als Blastomylonit (vgl. Kap. 2.6.2.). So einheitlich nun, wie es

vielleicht den Anschein haben mag, verläuft nun die Mylonitisierung der einzelnen Gesteine nicht. Meist sind es nur Gesteinsteile, die durchbewegt werden. Die einzelnen Minerale sind zwar noch erkenntlich, aber matt und glanzlos, hervorgerufen durch eine Zerstörung des Kristallgitters. Im Extremfall können Gesteine so stark zerrieben werden, daß ihr ehemaliges Aussehen völlig ausgelöscht wird. Es entstehen Gesteine, die entweder scharfkantig, feinkörnig und dicht sind, sog. Ultramylonite, oder tonige Gesteine treten an die Stelle von ehemalig festen und kompakten.

Im Gebiet des Gradabteilungsblattes Viechtach sind eine Vielzahl derartiger mylonitisierter Gesteine zu beobachten. Es scheint jedoch dem Verfasser wenig sinnvoll zu sein, alle Mylonitvarietäten einzeln zu beschreiben. Im Folgenden sollen nun die sog. Ultramylonite, die Mylonitschiefer oder die Mylonite der Pfahlzone und in einem gesonderten Abschnitt die Blastomylonite im engeren Sinn (Perlgneise nach G. FISCHER, 1938) behandelt werden.

Die Zweiteilung in Ultramylonit (myn) und Mylonit (my) steht in Übereinstimmung mit dem Auftreten im Gelände. Da sind zunächst die feinkörnigen, dichten und verquarzten Mylonite, sie werden als Ultramylonite bezeichnet. Da sie gegen die atmosphärischen Einflüsse sehr widerstandsfähig sind, treten sie neben den Pfahlquarzgängen sehr stark heraus. Sie lassen sich in verschiedenen Zügen von NW nach SE im Süden des Pfahls verfolgen. Das erste Vorkommen liegt östlich der Riedmühle (R 63 360, H 38 180) und ist bei einer Mächtigkeit von ca. 20 m auf etwa 300 m zu verfolgen. Das zweite, ebenfalls gangförmige Vorkommen erreicht bei wechselnder Mächtigkeit eine Länge von über 1,5 km und verläuft südlich Eging (R 66 880, H 35 700). Das dritte Vorkommen baut den sog. „Pfahl" (R 69 850, H 33 040) auf. Das dort auftretende Gestein beschreibt FLURL bereits 1792 wie folgt: „Auf den Feldern dieses letzten Ortes (Frankenried R 69 860, H 32 670) traf ich eine Art Schiefer an, welcher als Wetzstein gebraucht und sehr gelobt wird. Er ist von einer etwas blaßen ockergelben Farbe, nur hin und wieder etwas ziegelroth gefleckt, im Bruche erdig, im Grossen aber schiefrig und matt; nur beygemengte Glimmertheile verschaffen ihm einigen Schimmer; weich, was sich dem Halbharten nähert, etwas mager und rauh, und nicht sonderlich schwer." Dieser so treffenden Beschreibung ist weiter nur hinzuzufügen, daß das Gestein in frischem Zustand graugrün ist und vorwiegend aus Quarz, Chlorit und etwas Erz besteht.

Dieser feinkörnigen, dichten Varietät stehen die Mylonite der Pfahlzone im allgemeinen gegenüber. Meist sind in einer feinkörnigen dichten Grundmasse Reste von Großkristallen, meist Kalifeldspäte, erhalten geblieben, jedoch ausgewalzt und zerbrochen. Es können jedoch auch größere Einschaltungen von nicht mylonitisierten, sog. geschonten Partien im Bereich der Mylonite beobachtet werden, die die Verbindung dieser mechanisch beanspruchten Gesteine zum Ausgangsgestein herstellen.

2.6.2. Perlgneis im engeren Sinn (Blastomylonit)

Es wird den Leser zunächst verwundern, den Namen Perlgneis in der Erläuterung zu Blatt Viechtach zweimal aufgeführt zu finden. Dies bedarf einer Erklärung. FISCHER (1959) erklärt die zwei Arten wie folgt: Nach SCHEUMANN (1936) und MEHNERT (1940) sind die Perlgneise „Metablastite", die durch lange Temperung bei genügend hoher Temperatur eine grobkörnige Rekristalisation erfahren haben. Dabei ist niemals vorher eine stoffliche Lagensonderung (Metatexis) vorausgegangen oder sie ist im Sinne MEHNERTS durch eine gesteigerte Umlösung auch der Paläosome wieder verloren gegangen, so daß die Gneise „homogenisiert" erscheinen. Zu dieser Art von Perlgneisen sind die im Gebiet von Viechtach auftretenden cordieritführenden Perlgneise zu zählen. Dieser Art stehen wiederum FISCHERS Perlgneise gegenüber, die zu einem guten Teil lang getemperte, alte Blastomylonite sind. Ihre Homogenisierung beruht nicht so sehr auf Temperatursteigerung als auf mechanischer Durchbewegung und anschließender Rekristallisation mit Sprossung „poliger" Plagioklase. Die zweite Art von Perlgneis ist auf der NW-Hälfte des Kartenblattgebietes anzutreffen.

Der Höhenzug, der ca. 100 m N Irlach (R 68 960, H 35 540) beginnt und nach NW bis Schwalstein (R 67 140, H 37 510) am westlichen Regenufer zu verfolgen ist, ist aufgebaut aus Perlgneis und zeigt schon durch sein Streichen den Zusammenhang zwischen Tektonik und Gesteinsausbildung auf. Weiter besteht der Katzenstein (R 69 860, H 35 900), die Anhöhe E Schönau (R 69 820, H 37 630) und die Höhe 932, die sog. Weide (R 68 990, H 37 520), aus diesen Blastomyloniten. Hier seien nur die wichtigsten genannt. In diversen kleinen Bändern sind weitere kleine Einschaltungen zu beobachten, deren Auskartierung von der Größe her nicht möglich ist.

Im Handstück ist der Perlgneis ein fein- bis mittelkörniges Gestein, das nur selten seine frische, blaugrüne Farbe zeigt. Meist ist er durch die Einflüsse der Verwitterung bräunlich, rötlich gefärbt. Die rundlichen Plagioklase sind die namengebenden Bestandteile. Sie sind regellos in einem uneinheitlichen Grundgewebe verstreut, das hier und da sogar das Ausgangsgestein wie Cordieritgneis oder Körnelgneis in sog. geschonten Partien erkennen läßt. Das je nach diesem unterschiedlichen Ausgangsmaterial variierende Gefüge wird hie und da von jüngeren mylonitischen Bändern durchzogen, die somit den ersten Eindruck vom Zusammenhang zwischen Ausgangsgestein, Durchbewegung und Mineralneubildung oder Blastese bestätigen.

Der Feinbau der Perlgneise wird im Mikroskop bestätigt. Die Form der Plagioklase ist jedoch nicht rundlich, wie man mit dem bloßen Auge vermuten möchte, sondern eigengestaltig und kurzprismatisch. Oft ist es auch so, daß einfach der vorhandene Platz für die Form oder die Gestalt dieser Mineralneubildung verantwortlich ist. Verzwillingung im Innern und ein deutlicher

Zonarbau sind typische Erscheinungen in den Plagioklasblasten. Das Vorhandensein und die Ausbildung weiterer Mineralien richtet sich ganz nach dem Altbestand.

2.7. Tertiär

Im Gebiet von Viechtach werden die anstehenden Gesteine von einer unterschiedlich mächtigen Verwitterungsdecke umhüllt, die ihre Entstehung dem feucht-warmen Klima des Tertiärs zu verdanken hat. Diese Zersatzdecke mit Neubildung von Kaolin und Tonmineralien wurde an verschiedenen Stellen, so in Fischaitnach, SE von Schlatzendorf (R 66 380, H 37 060), abgebaut und zu Ziegeleiprodukten verarbeitet. An exponierten Gipfellagen fehlt diese Verwitterungsdecke. Doch selbst bei m³-großen Blöcken ist man bereits nicht mehr sicher, ob diese nun wirklich anstehen oder nicht doch von Zersatz unterlagert werden. Zusammen mit der Bildung dieser Verwitterungsschicht erfolgte eine weitgehende Einebnung des Reliefs bei gleichzeitiger Anlage des Entwässerungssystems.

2.8. Quartär

2.8.1. Fließerden, ,,fl

Während der Kaltzeiten wurde der tertiäre Zersatz über einem undurchlässigen Dauerfrostboden stark durchgefeuchtet. Gefrieren und Wiederauftauen wechselten im oberflächennahen Boden ab. An sanft geneigten Hängen wurde der wassergetränkte Zersatz weitgehend umgelagert. Es bildeten sich Fließerden, die je nach Chemismus und Mineralbestand des Ausgangsmaterials lehmig-sandig bis feinsandig-schluffig sind. Die Mächtigkeiten sind sehr unterschiedlich und abhängig von der Neigung der Unterlage. Sie können bis zu 4 m und mehr betragen.

Die Fließerden sind gelbbraun gefärbt und enthalten Grus, Steine und Blökke. In den Talniederungen sind sie leider von jüngeren Bildungen überdeckt bzw. im Laufe der Entwicklungsgeschichte abgetragen und abtransportiert worden. An Hanglagen sind sie sehr zahlreich anzutreffen. Sie bedecken hier eine weitaus größere Fläche als sie auf der Karte einnehmen.

2.8.2. Hangschutt

Bereits im Pleistozän wurden an Talflanken, auf Bergrücken und im Gipfelbereich der tertiäre Zersatz stellenweise abgetragen und das anstehende Gestein freigelegt. Diese Bereiche unterlagen seit dieser Zeit den Kräften der

Frostverwitterung. Je nach der Homogenität der einzelnen Gesteinsarten und der Anordnung der Klüfte bildeten sich größere Blockbereiche, wie sie über Granitbereichen zu beobachten sind, oder es kam zu Felsfreistellungen, wie sie für Gneisgebiete eher typisch sind. Die ebenen, rechteckigen Granitblöcke – ihre Gestalt beruht auf den jeweils im rechten Winkel aufeinanderstehenden Kluftscharen – wurden durch die Einwirkungen der Verwitterung zugerundet (erhöhte Oberflächenenergie an den Ecken). Das Ergebnis dieser Prozesse sind die sog. „Wollsäcke". Die Gneise zeigen eine etwas andere Art der Verwitterung. Sie erfolgte selektiv. Daraus erklärt sich die geringe Masse an Blockschutt über den Gneisgebieten.

3. Tektonik

Die Landschaft des Gradabteilungsblattes Nr. 6943 Viechtach ist geprägt durch die Verwitterungserscheinungen des Tertiärs und die verschiedenen Vorgänge tektonischer Durchbewegung und Überprägung.

Das vorherrschende tektonische Element des Bayerischen Waldes und des Gebietes um Viechtach ist der Pfahl. Er durchzieht oder besser teilt das Gebiet diagonal von NW nach SE. Er bildet ein nahezu geschlossenes Quarzriff, das nur zwischen Taging (R 68 800, H 34 080) und Linden (R 71 190, H 32 340) etwa auf einer Länge von 3 km unterbrochen ist. Diese Quarzmauer ist eingebettet in eine breite Störungszone, die sich sowohl nach NE als auch nach SW etwa 2 km verfolgen läßt. Sie ist gekennzeichnet durch Mylonitschiefer, die je nach mechanischer Beanspruchung aphanitisch, feinkörnig sind oder durch geringe Überprägung das Aussehen der ursprünglichen Gesteinserien bewahrt haben. Sowohl im Handstück wie im Mikroskop sind die Scherbahnen bzw. die Flaserung, die die Gesteine durchziehen, zu beobachten. Ein Blick auf die Karte läßt vermuten, daß dieser Pfahl die Umgebung von Viechtach in zwei Gebiete teilt, die von unterschiedlichen Ereignissen beherrscht werden, doch dies ist, wie wir später sehen werden, nicht der Fall.

Betrachten wir zunächst das Gebiet NE des Pfahls mit der Stadt Viechtach im Nordwesten und Teisnach im Südosten. Es ist beherrscht von hochmetamorphen Cordieritgneisen. Sie sind in weiten Bereichen kontaktmetamorph von unterlagernden Kristallgraniten überprägt, die an verschiedenen Stellen sogar bis an die Oberfläche herauskommen. Mittelkörnige Zweiglimmergranite durchschlagen in zahlreichen Gängen und Stöcken sowie in drei größeren Arealen diese Abfolge der metamorphen Gesteine. Westlich Seigersdorf bei Hornwiese (R 69 420, H 35 560) ist ein Perlgneiszug in der Karte ausgeschieden, der nach NW bis zum Schwalstein (R 67 050, H 37 640) am Regenknie zu verfolgen ist und eine alte pfahlparallele Störungszone nachzeichnet. Doch fällt auf, daß sowohl das Streichen als auch Fallen dieses Tiefenblastomylonits

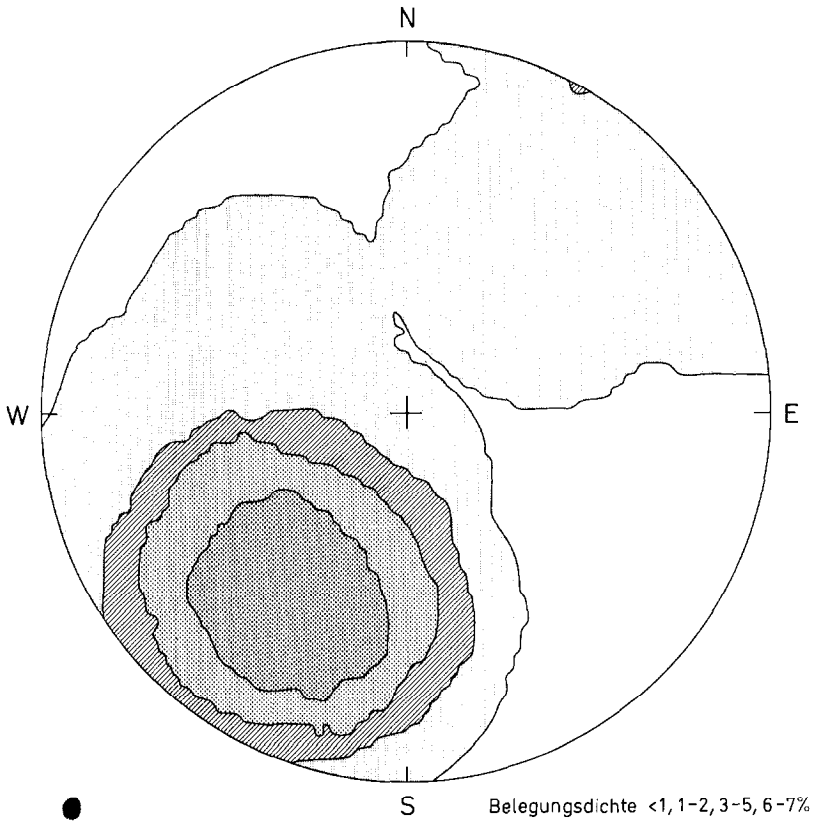


Abb. 3. Sammeldiagramm von 49 s-Flächenpolen im Schmidtschen Netz, untere Lagenkugel.

nicht aus dem Rahmen der tektonischen Daten der Gneise, die die NE-Hälfte beherrschen, herausfällt.

Die Gesamtheit aller tektonischen Daten des Gebietes NE des Pfahls ist im Sammeldiagramm (Abb. 3) zusammengefaßt und bestätigt mit allgemeinem NW–SE-Streichen und mittelsteilem Einfallen nach NE die auf der Karte und im Gelände beobachteten Verhältnisse. Die gemessenen s- oder Schieferungsflächen sind mit ihren Polen im Schmidtschen Netz, untere Lagenkugel, eingetragen. Die Auswertung ergibt ein Streichmaximum bei 122°, also NW–SE, und ein Maximum der Einfallswinkel mit ca. 50°, also mittelsteil nach NE.

Ein Blick über den Pfahl auf den südwestlichen Teil des Gradabteilungsblattes zeigt zunächst ein ganz anderes Bild der Lithologie oder Gesteinsvergesell-

schaftung. Am südwestlichen Kartenrand stehen Cordieritgneise an, die nach Nordosten in Paragranodiorit übergehen. Magmatische Intrusivgesteine wie Zweiglimmergranit und Quarzglimmer-Diorit sind zwischen den metamorphen Gesteinen und den Pfahlmyloniten aufgedrungen. Im Bereich von Patersdorf in der SE-Ecke des Kartenblattes durchschneidet der Pfahl einen Granit, der seine nördliche Begrenzung in diesem Bereich bei Teisnach hat. Die Verbandsverhältnisse sprechen dafür, daß zuerst der Granit seinen Platz eingenommen hat und in einer zweiten Phase die Pfahlmylonite und die Pfahlquarze entstanden sind. In diesem Zusammenhang möchte der Verfasser auf die einschlägige Pfahl-Literatur von HOFFMANN (1962) und HEGEMANN (1936) verweisen, wobei sich HOFFMANN mit der Tektonik des Pfahls und HEGEMANN mit der Genese des Pfahlquarzes auseinandersetzten. Die im Gelände

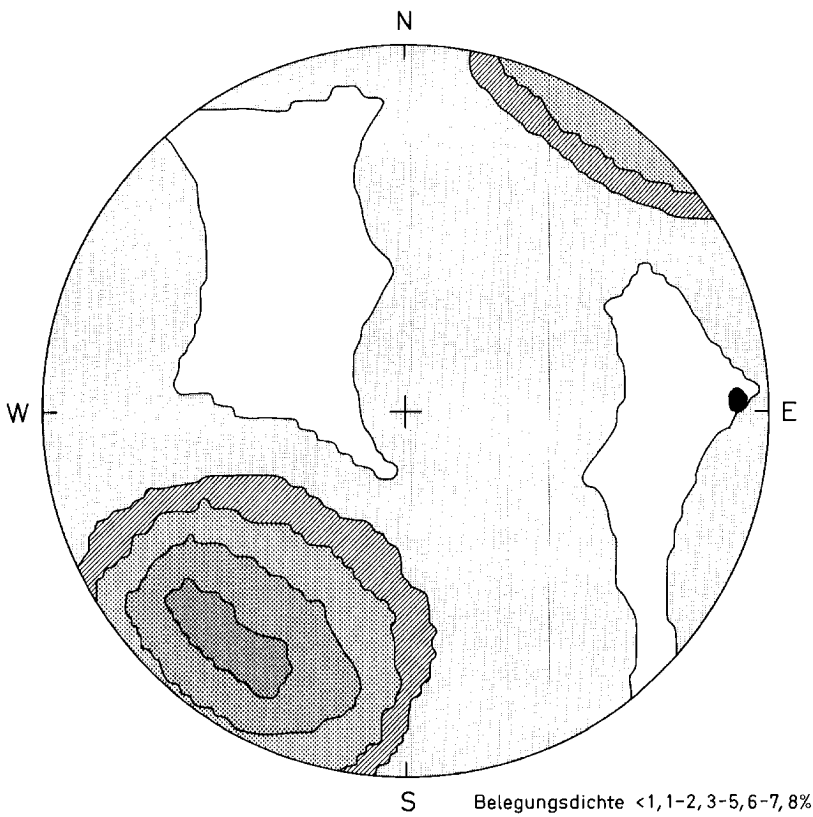


Abb. 4. Sammeldiagramm von 56 s-Flächenpolen im Schmidtschen Netz, untere Lagenkugel.

gemessenen tektonische Daten sind auch hier in ein Schmidtsches Netz eingetragen (Abb. 4). Die Auswertung der 56 s-Flächenpole ergibt eine Maximum der Streichwerte bei 129°. Sie verlaufen also ebenfalls hercynisch, fallen aber mit durchschnittlich 69° mittelsteil bis steil nach NE ein.

Die unterschiedlichen Einfallswinkel im NE-Bereich mit ca. 50° und im SE-Teil mit ca. 69° jeweils nach NE sind dadurch zu erklären, daß der südliche Teil an der Pfahlstörung abgeschoben und gleichzeitig gehoben worden ist. Über den Betrag dieser Abschiebung kann nichts ausgesagt werden. Mit dieser Aufwärtsbewegung ging eine Kippung des Südostflügels um eine pfahlparallele NW–SE-Achse einher, aus der schließlich die Differenz zu erklären ist. Daß diese Bewegung im Pfahlbereich kein einmaliger Akt war, zeigt das Nebeneinander von stark und schwach überprägten Gesteinsserien im Pfahlbereich sowie das Ausmaß der Pfahlzone selbst. In Anbetracht dieser Tatsache ist es erstaunlich, wenn man sich nun das Sammeldiagramm (Abb. 5) aller s-Flächenpole des Viechtacher Gebietes betrachtet. Hier erscheint die Tektonik doch sehr einheitlich, auch wenn der Bereich maximaler Belegung nicht ganz einheitlich ist, was eventuell durch eine unterschiedliche Datenzahl begründet ist. Es kann aber auch sein, daß der NE-Teil des Gebietes ebenfalls um eine pfahlparallele Achse nach NE gedreht wurde. Das Maximum zeigt eine, allerdings wenig deutliche Anordnung auf zwei Großkreisen. Die aus ihnen resultierenden Achsen B_1 und B_2 sind im Gelände beobachtbar. Die Achse B_1 oder Faltenachse streicht mit einem Durchschnittswert von 34° SW–NE und taucht mit 57° nach NE ein. Die zweite Achse B_2 streicht mit ca. 128° NW–SE, also pfahlparallel, und taucht mit 5° flach nach SE ein. Um diese an sich so nüchternen Zahlenwerte zu deuten, bestehen mehrere Möglichkeiten. Die erste besteht darin, beide Achsen einer Epoche zuzuordnen. Das wäre die variscische Orogenese. Es sind sozusagen aufeinander senkrecht stehende Faltenachsen ($B \perp B'$). Eine weitere Deutung kann so erfolgen, daß verschiedene Faltenachsen als Ergebnisse verschiedener tektonischer Ereignisse angesehen werden müssen. Im Gelände ist es möglich, diese verschiedenen B-Achsen in unterschiedlichen Gesteinen anzutreffen und somit ihr Auftreten an verschiedene Bildungsepochen zu binden. Die NE-streichende Achse B_1 ist die im Gelände vorherrschende. Vergleiche mit anderen Gebieten im ostbayerischen Grundgebirge, speziell dem Regensburger Wald, zeigen, daß in diese Richtungen die Kristallgranite und Diorite intrudierten und sie nachzeichneten.

Die flach NW–SE-streichenden Achsen sind in den magmatischen Serien nicht zu finden. Sie müssen also älter sein, da sie auch in den Gneisen nur in Lagengneisen vorkommen, die auf Blatt Viechtach nur im NE-Teil des Blattes zu finden sind. In welche geologische Epoche dieser Verformungsakt zu stellen ist, ob er sich wiederholt prägend auf die Gesteine ausgewirkt hat, darüber läßt sich nichts Genaues sagen. Mit Hilfe der radiometrischen Altersbestimmung läßt sich die Platznahme oder Intrusion der Kristallgranite und Diorite nach GEBAUER & GRÜNENFELDER (1973), GEBAUER (1977) und KÖHLER &

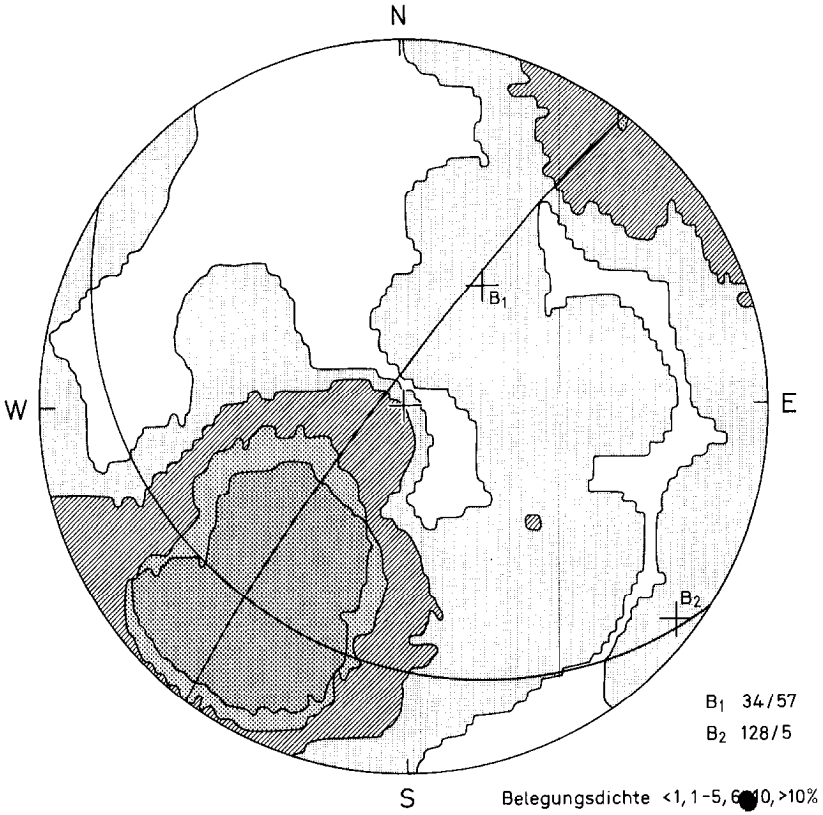


Abb. 5. Sammeldiagramm von 294 s-Flächenpolen im Schmidtschen Netz, untere Lagenkugel.

Müller-Sonius (1975) (siehe Tab. 1) auf die Zeit 330–300 Mio. Jahre begrenzen. Das bedeutet, daß die NE-streichenden Achsen bereits vor der sog. erzgebirgischen Phase angelegt worden sind.

Dem aufmerksamen Betrachter der Karte und des Sammeldiagramms ist sicher nicht entgangen, daß tektonische N–S-Daten in Gesteinen so gut wie fehlen und doch gibt es auf der topographischen Karte eine ganze Reihe von Talungen und Höhenzügen, die diese Richtung zeigen. Vor allen Dingen auf der südwestlichen Hälfte finden wir diese gehäuft. Von West nach Ost sind es der Ried-Bach, die Aitnach, der Täublmühl-Bach, der in den Schweinberger Bach übergeht, der Hof-Bach und schließlich die Teisnach. Die N–S-Richtung dieser nach Norden fließenden Gerinne schwenkt im NE-Teil in eine

pfahlparallele um. Lediglich die Aitnach zeigt im Wiefinger-Bach und die Teisnach im Schwarzen Regen und Asbach eine Verlängerung nach Norden. Ein Blick auf die Geologische Übersichtskarte des Regensburger Waldes (TROLL 1967) bzw. die Karte des Nationalparks Bayerischer Wald (BAUBERGER 1977) zeigt auch hier N–S-streichende Granitgänge, die nicht mit ihrer Tektonik so ohne weiteres in das Allgemeinbild passen. Man ist daher gezwungen, eine N–S-gerichtete Bruchtektonik zu postulieren. Zu welcher Zeit diese Form der Tektonik aktuell war, kann nur Gegenstand der Vermutung sein. Es ist jedoch nicht falsch, wenn diese Richtung bereits als variscisch eingestuft wird, da sie auch bei der Intrusion von Kristallgranit II im Regensburger Wald benützt wurde. G. FISCHER (1938) der sich sehr eingehend mit der Entwicklung der Landschaft des Bayerischen und Böhmer Waldes auseinandergesetzt hat, schreibt folgendes: „Die Anlage der N–S-Talungen geht bis auf die alttertiäre Fastebene zurück, diejenigen der hercynischen, pfahlparallelen Längstäler auf die oligozäne Störungsphase. Auf der neuen oberoligozänen Rumpffläche treten beide miteinander in Konkurrenz. Nach der untermiozänen Störungsphase und begünstigt durch die pliozänen Verbiegungen entwickelte sich daraus das heutige komplizierte Flußnetz."

Wenn also das Alter der verschiedenen B-Achsen sowie der Zeitpunkt der Anlage der N–S verlaufenden Talungen nicht geklärt werden kann, so wird aus den radiometrischen Altersdaten und den Geländebefunden deutlich, daß die Störungszone des Pfahlgebietes, die das Blattgebiet Viechtach diagonal teilt, bereits vor der variscischen Orogenese angelegt worden ist und auf alle Fälle nach der Intrusion des mittelkörnigen Granits (um Patersdorf) voll zur Geltung kam. Inwieweit Bewegungen heute noch stattfinden, darüber kann es nur Vermutungen geben.

4. Geophysikalische Untersuchungen

(KURT BADER*)

Für das Blattgebiet sind bislang nur regionale Messungen von Belang. Aus zwei tiefenseismischen Meßprofilen, die von den Sprengorten Eschenlohe am Alpenrand und Voggendorf bei Vohenstrauß ohne Gegenschuß zum Blattgebiet führen, können nur sehr pauschale Daten über die Erdkruste angegeben werden: In der mittleren Erdkruste ist eine nach Osten sich fortsetzende Geschwindigkeitsinversion für die seismischen Wellen wahrscheinlich. Die Mohorovičić-Zone, welche definitionsgemäß die Erdkruste vom Oberen Erdmantel trennt, wurde in 32 km Tiefe gefunden (GIESE & STEIN 1971).

---

*) Anschrift des Verfassers: Diplom-Geophysiker Dr. KURT BADER, Bayerisches Geologisches Landesamt, Prinzregentenstraße 28, 8000 München 22.

Die Schwerekarte von Westdeutschland (GERKE 1957) zeigt einen großräumigen Schwereabfall nach Süden, wogegen die aeromagnetische Vermessung von Deutschland (BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE 1976) einen Verlauf des anomalen Magnetfeldes zeigt, der durch das Fernfeld der Pfahl-nahen, magnetithaltigen Diatexite des südöstlichen Nachbarblattes mitbestimmt wird.

5. Hydrogeologische Verhältnisse

(ALBERT DOBNER*)

5.1. Hydrogeologischer Überblick

Die hydrogeologische Situation im Bereich des Gradabteilungsblattes Viechtach wird bestimmt durch kristalline Gesteine und die aus ihnen hervorgegangenen Verwitterungsprodukte. Die Talsedimente des sehr engen Regentales können demgegenüber vernachlässigt werden. Die Gesteine, die teils dem Hinteren Bayerischen Wald, teils der Kammlinie des Vorderen Bayerischen Waldes angehören, sind in Abhängigkeit von Verwitterungsgrad und tektonischer Beanspruchung als Grundwasserstauer oder Grundwasserleiter anzusprechen. Trotz zahlreich austretender Quellen, deren Schüttung 1 l/s selten übersteigt, ist das Gebiet grundwasserarm, da die Vergrusungszonen der Gesteine ein relativ geringes Wasserspeichervermögen aufweisen. Die Wasserversorgung der Ortschaften stützt sich weitgehend auf Quellfasssungen, die größeren Orte sind zudem an das Fernwassernetz „Bayerischer Wald" angeschlossen.

5.2. Oberflächengewässer

Das Gebiet des Kartenblattes liegt zum überwiegenden Teil bereits nördlich der Kammlinie des Vorderen Bayerischen Waldes und entwässert zum Schwarzen Regen, der den N-Teil des Gebietes bogenförmig durchfließt. Der Ried-Bach, die Aitnach und die Teisnach mit ihren Nebenbächen führen, von Süden kommend, dem Regen ihr Wasser zu. Die mit Ausnahme des As-Baches weniger wasserführenden Bäche (Wiefinger-Bach, Gumbach) entwässern den nördlich des Regen gelegenen Teil des Gebietes. Richtung und Morphologie der Täler sind unverkennbar an geologische Strukturen gebunden. Meist sind es Störungszonen, die eine etwa N–S verlaufende Talanlage begünstigen.

*) Anschrift des Verfassers: Diplom-Geologe Dr. ALBERT DOBNER, Bayerisches Geologisches Landesamt, Prinzregentenstraße 28, 8000 München 22.

Erst die Pfahlzone, die das Blattgebiet diagonal in SE–NW-Richtung durchzieht, stellt mit den ihr parallel verlaufenden Gesteinszügen und Störungen ein deutliches Hindernis dar. Die Bäche passen ihr Tal auf kurze Strecken dieser Richtung an, um dann in einem häufig engen „Durchbruchstal" den Regen zu erreichen. Über den Regen steht das Gebiet mit der Donau in Verbindung.

5.3. Hydrogeologische Kennzeichnung und Grundwasserführung der Gesteine

Die kristallinen Gesteine, deren Hauptvertreter Granite, Granodiorite und Gneise darstellen, lassen sich in ihren hydrochemischen und hydrogeologischen Eigenschaften nicht unterscheiden. Großtektonische Bewegungen und oberflächennahe Entspannungen, die sich nach gefügebedingten Gesteinsstrukturen richten, haben ein weitverzweigtes Kluftsystem entstehen lassen. Die Klüfte stehen nur an der Oberfläche ein wenig offen und schließen sich rasch nach der Tiefe, so daß die ohnehin begrenzte Funktion als Kluftwasserleiter auf oberflächennahe Partien beschränkt bleibt.

Die seit dem Tertiär an den Gesteinen angreifende Verwitterung ließ diese oft tiefgründig vergrusen. Diese Vergrusungszonen können taschen- oder schlottenförmig in das unverwitterte Gestein eingreifen und aufgrund ihrer sandig-körnigen Ausbildung als Porenwasserleiter auftreten. Derartige Bildungen stellen den überwiegenden Teil des Grundwasserspeichers. Mit fortschreitender Gesteinsverwitterung werden die Feldspäte in Tonminerale umgewandelt und das ursprüngliche Wasserleitvermögen geht verloren oder wird stark eingeschränkt.

Die hauptsächlich während der Eiszeit im Periglazialbereich entstandenen Fließerden lagern in der Regel an flachen, tiefergelegenen Hängen oder Talmulden und sind mit Hanglehm und Schutt vermengt. Sie wirken als Wasserstauer und verursachen häufig flächenhaften Grundwasseraustritt oder Überlaufquellen an ihrer Oberkante.

5.4. Quellen

Im Bereich des Blattgebietes treten Quellen sehr häufig aus. Sie sind hier weder an eine bestimmte Geländeform noch an das Auftreten bestimmter Gesteine gebunden. Der überwiegende Teil der Quellen kommt aus Hangschutt und tritt als Überlaufquelle aus. An flacheren Geländemulden, in denen mächtigere Fließerden und Hanglehme lagern, findet sich nicht selten eine Vielzahl sehr kleiner Quellen bzw. sickert das Grundwasser flächenhaft zutage. Kluftquellen sind demgegenüber selten, da in weiten Bereichen den Gesteinen eine tiefgründige Vergrusungszone auflagert. Diese Vergrusungszonen besitzen die

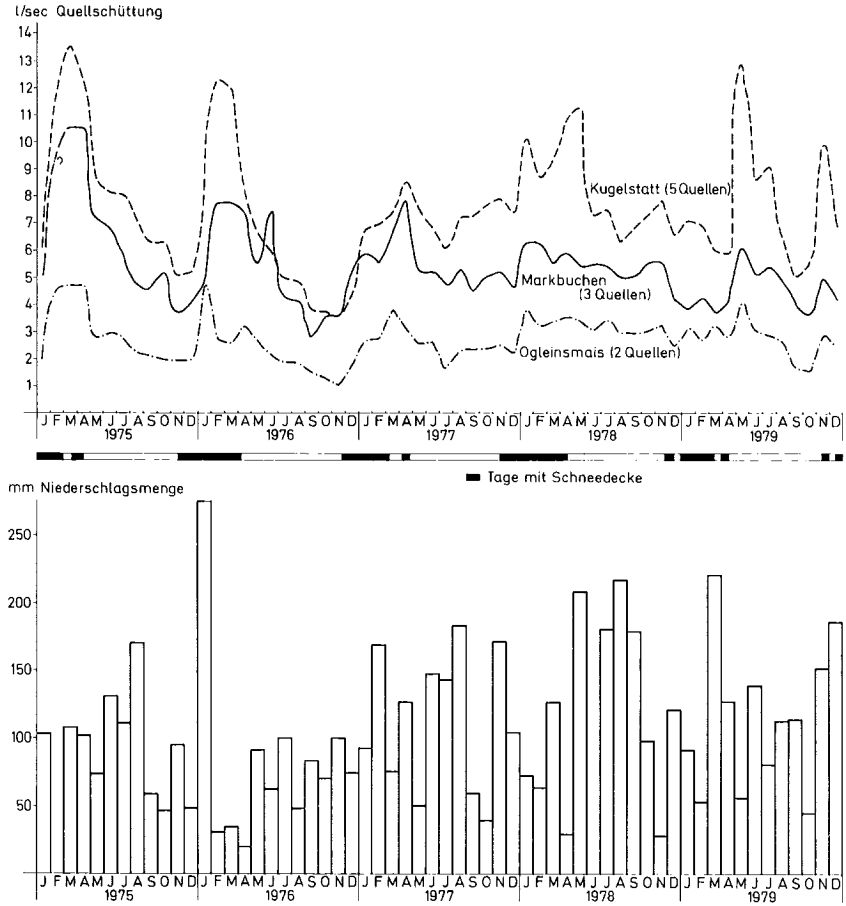


Abb. 6. Schüttungsgang der Quellen bei Kugelstatt, Markbuchen und Ogleinsmais. Niederschlag und Schneebedeckung an der Klimastation St. Englmar (nach Angaben des Wetteramtes München).

Funktion eines Grundwasserspeichers und verleihen den Quellen je nach Volumen eine von den Niederschlägen mehr oder weniger unabhängige Schüttung. Aufgrund des begrenzten Einzugsgebietes erreichen die meisten Quellen nur Schüttungen von 0,1–0,2 l/s und nur in Ausnahmefällen bringen sie mehr als 1 l/s.

Für die Versorgung größerer Orte müssen meist mehrere Quellen zusammengefaßt bzw. mehrere Quellgebiete angezapft werden. Eine Auswertung

von Quellschüttungsmessungen aus den Jahren 1975–1979 (Wasserversorgung Stadt Viechtach: Quellgebiet Markbuchen, Kugelstatt und Ogleinsmais; Wasserversorgung Geiersthal: Quellgebiet Nord und Süd; vgl. Abb. 6) zeigt, daß die maximalen Schüttungen um den Faktor 1,2–2,6 über dem mehrjährigen Mittel und die minimalen Schüttungen um 20–80% unter diesem lagen. Häufig sind die Schüttungsmaxima mit der Schneeschmelze verbunden, die sich je nach Höhenlage bis in den Mai hineinziehen kann. Die Minimalwerte werden meist im Herbst erreicht. Aus den vorliegenden Messungen läßt sich keine Abhängigkeit des Speichervermögens von der petrographischen Zusammensetzung ableiten, woraus man auf eine unterschiedlich tiefe Verwitterungszone schließen könnte.

5.5. Grundwasserhaushalt

Der Klimabezirk des Bayerischen Waldes, dem das Untersuchungsgebiet angehört, wird geprägt von kalten Wintern und nur mäßig warmen Sommern. Von den Hochlagen um den Predigtstuhl (1024 m) und Hoch-Berg (1025 m) ausgehend, ist in Richtung auf das Regental (400–420 m) nach NE eine stetige Abnahme der Niederschläge zu beobachten, die mit einem Temperaturanstieg verbunden ist. Die mittleren Jahrestemperaturen steigen in dieser Richtung von +5° C auf +7° C, die mittlere Temperatur im Januar von −4° C auf −2° C und die mittlere Temperatur im Juli von +14° C auf +17° C (KNOCH 1952). Im rauhen Klima des Blattgebietes fallen ca. 15–30% der Niederschläge als Schnee und in Höhen über 700 m ü. NN liegt Schnee an etwa 100 Tagen (vgl. Abb. 6), in Höhen über 1000 m ü. NN sogar an mehr als 150 Tagen (KELLER 1956).

Der mittlere Gebietsniederschlag (1931–1960) wird mit 946 mm und die Gebietsverdunstung mit 543 mm angegeben[1]). Im Trockenjahr 1947 wurde ein Gebietsniederschlag von 544 mm, im Naßjahr 1966 von 1358 mm gemessen. Die mittleren Jahresniederschläge (1931–1960) wurden an verschiedenen Stationen des Untersuchungsgebietes und angrenzender Bereiche mit folgenden Werten ermittelt: Morsbach 661 mm; Wiesing-Bühling 922 mm; Drachselsried-Oberried 1047 mm; Viechtach 850 mm; Bodenmais 1137 mm; Teisnach 847 mm; St. Englmar 1258 mm; Gotteszell 1024 mm. Von den Niederschlägen entfallen auf das Winterhalbjahr 41,2% und auf das Sommerhalbjahr 58,8%. Auf die einzelnen Monate verteilt, ergibt sich folgende Tabelle (Niederschlagswerte in %):

Nov.	Dez.	Jan.	Feb.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.
6,5	7,1	7,9	7,4	5,6	6,7	8,4	11,4	13,6	10,2	7,7	7,5

[1]) Die Daten für Niederschlag und Verdunstung wurden vom Bayerischen Landesamt für Wasserwirtschaft, München, zur Verfügung gestellt.

Aus den Klimadaten errechnet sich bei einer mittleren Abflußhöhe von 403 mm eine Mittelwasserabflußspende von ca. 13,1 l/s× km². Infolge der geringen Durchlässigkeit der kristallinen Gesteine, der weit verbreiteten lehmigen Deckschichten und besonders wegen der geringen Speicherkapazität ist mit einem starken oberirdischen Abfluß zu rechnen. Dies zeigt sich nicht nur kleinräumig an den einzelnen Quellschüttungen, sondern auch großräumig z. B. am Pegel Teisnach. An diesem Pegel an der Teisnach, deren Einzugsgebiet zwar nur zu einem geringen Teil auf Blatt Viechtach liegt, außerhalb des Blattgebietes aber ähnliche geologische Verhältnisse vorfindet, wurde eine Mittelwasserabflußspende von 18,1 l/s× km² und eine Mittelniedrigwasserspende von 3,84 l/s× km² gemessen (1954–1977). Die Grundwasserneubildung dürfte demnach unter 2 l/s× km² liegen, da trotz hoher Niederschläge die morphologischen und geologischen Gegebenheiten für eine höhere Neubildung nicht ausreichen. Die Grundwasserneubildung findet vorwiegend im Frühjahr statt und wird durch die Schneeschmelze verstärkt. Im Sommer tragen die Niederschläge erst bei längerer Dauer und größerer Intensität zur Grundwasserneubildung bei, da der überwiegende Teil durch direkte Verdunstung und den Verbrauch der Pflanzen verlorengeht.

5.6. Grundwasserbeschaffenheit

Die im Oktober 1981 entnommenen Quellwasserproben wurden von Dr. A. WILD, Bayerisches Geologisches Landesamt, untersucht, davon wurden 23 Analysen in Beil. 4 in Tabellenform dargestellt. Die Analyse der Probe 3 wurde von der Gemeinde Geiersthal zur Verfügung gestellt.

Der Chemismus des Grundwassers wird bestimmt durch den petrographischen Aufbau des Grundwasserleiters und der überlagernden Bodenzone und durch die Zeit, in der das Gestein mit diesen in chemischen Austausch steht. Ein nicht unbedeutender Faktor sind die anthropogenen Einflüsse. Bezieht man die chemischen Analysendaten auf die petrographische Zusammensetzung der Gesteine, so läßt sich daraus keine Beziehung zwischen bestimmten Gesteinskomplexen mit deren Grundwasserchemismus herstellen. Die untersuchten Wässer sind als weich bis sehr weich einzustufen und reagieren schwach sauer. Der geringe Lösungsinhalt ist charakteristisch für Kristallinwässer, wobei sich bei den wenig mineralisierten Wässern bis etwa 80 mg/l Abdampfrückstand die Erdalkalien und Alkalien ziemlich die Waage halten. Bei mehr Lösungsinhalt überwiegen die Erdalkalien, von denen dann in erster Linie das Calcium seinen Anteil vergrößert. Die relativ hohe Konzentration an Kieselsäure bis ca. 26 mg/l (Durchschnitt 14,5 mg/l) erklärt sich aus der Zersetzung von Feldspat und Glimmer. Der Lösungsinhalt reicht nicht aus, um die aus der Luft und in der Bodenzone aufgenommene Kohlensäure zu neutralisieren, so daß alle Wässer aggressives CO_2 enthalten und kalkangreifende Wirkung zeigen und an metallischen Rohrleitungen und Installationen Korrosion hervorrufen können.

Während Unterschiede des Grundwasserchemismus in den einzelnen Kristallingesteinen nicht nachgewiesen werden konnten, ergab ein Vergleich der Quelleinzugsgebiete eine deutliche Abhängigkeit von der Nutzung. In der Regel weisen landwirtschaftliche Flächen gegenüber den forstwirtschaftlich genutzten eine etwas höhere Mineralisation auf, die besonders am erhöhten Nitratgehalt und örtlich auch am Calziumgehalt abzulesen ist. Die Erhöhung der Mineralisation fällt absolut gesehen gering aus und ist nur zu erkennen, da die Kristallinwässer ohnehin sehr wenig gelöste Stoffe führen.

Auch die nach der Trinkwasserverordnung vom Januar 1975 an einigen Quellen vorgenommenen Untersuchungen[2]) ergaben für die Metalle, Cyanide und Fluoride einen – wenn überhaupt nachweisbar – weit unter der dort angegebenen Höchstgrenze liegenden Gehalt (gemessene Maximalwerte in mg/l: Arsen < 0,0004, Blei < 0,013, Cadmium 0,0004, Chrom < 0,01, Quecksilber < 0,0004, Selen < 0,0004, Zink < 0,10, Cyanide < 0,005, Fluoride 0,09).

Die Quellwassertemperaturen lagen je nach Höhenlage und Oberflächennähe am Entnahmetag zwischen 5,3° und etwa 10° C, bei längerem Fließen in Leitungen nahe der Oberfläche erreichten sie über 10° C.

5.7. Wasserversorgung

Die Möglichkeit, in größerem Umfang Grundwasser zu erschließen, ist infolge der geringen Gesteinsdurchlässigkeit und der kleinen Einzugsgebiete im Untersuchungsbereich nicht gegeben. Die einzelnen Quellen sind gerade ausreichend für die Versorgung von Einzelhöfen und Weilern. Größere Orte erschließen, wie die unten aufgeführten Beispiele zeigen, meist mehrere Quellgebiete, in denen wiederum 2–5 Quellen zusammengefaßt werden.

Stadt Viechtach (7 130 Einwohner): Quellgebiete Markbuchen (5 Quellen), Distelberg (1 Quelle), Kugelstatt (3 Quellen), Ogleinsmais (2 Quellen), Schlotzendorf (1 Quelle), Schönau (3 Quellen)
Außerhalb des Blattgebietes: Reilwies (5 Quellen), Kaltenbrunn (2 Quellen), Birka (1 Quelle)
Teisnach mit Aschersdorf und Betzelsdorf: 8 Quellen außerhalb des Blattgebietes
Patersdorf: Quellgebiete: Irlach West und Ost (je 4 Quellen)
Geiersthal: Quellgebiete Nord und Süd (je 4 Quellen)

Um die Bedarfsspitzen bzw. um den Bedarf der Industrie decken zu können, werden zusätzliche Wassermengen von der Fernwasserversorgung „Bayerischer Wald" bezogen, an welche die größeren Ortschaften angeschlossen sind.

---

[2]) Die Messungen wurden vom Landesuntersuchungsamt für das Gesundheitswesen Südbayern, München, durchgeführt.

6. Nutzbare Ablagerungen

Das Gebiet des Gradabteilungsblattes Viechtach ist arm an großartigen Lagerstätten. Ein gewisser Reichtum besteht noch im Bereich „Steine und Erden". Von über Tage anstehenden Gesteinen werden Granit, Diorit, Quarz und Gesteinszersatz wirtschaftlich genutzt.

Granit

Die abbauwürdigen Granite des Gebietes zählen zur großen Familie der mittelkörnigen Zweiglimmergranite, die im ostbayerischen Grundgebirge sehr häufig vorkommen. Die Granite sind durch ihre gute Spaltbarkeit zur Herstellung von Bausteinen sehr geeignet. Im Gebiet von Patersdorf, im Südosten des Blattes, haben sich zahlreiche steinverarbeitende Betriebe niedergelassen. Die Granitwerke Georg Apfl in Linden und Patersdorf beschäftigen sich hauptsächlich, z. T. in Handarbeit, mit der Herstellung von Bausteinen (Pflastersteine, Randsteine, etc.). Das Granitwerk Wildtier GmbH hat die Bausteinherstellung abgesetzt und liefert in der Hauptsache Schotter. Das Granitwerk Prünst GmbH verarbeitet den Granit ebenfalls zu Schottern.

Diorit

Es ist ein sog. Quarz-Glimmer-Diorit, der oft fließende Übergänge zu Granit zeigt. Er wird im Granitwerk Wildtier zusammen mit Granit zu Schotter verarbeitet.

Quarz

Die NW–SE streichende Quarzmauer des Pfahls hat schon von altersher dazu verlockt, als Werkstein genutzt zu werden. Auch wenn entlang des ganzen Pfahls sich Bruch an Bruch reiht, so ist doch nur das Quarzwerk Viechtach in vollem Betrieb. Betreiber ist die Fa. Gebr. Kren oHg, Quarz- und Granitwerke, 8443 Tittling, Werk Viechtach. Der Quarz wird nur noch zu Splitt verarbeitet.

Gesteinszersatz

Die anstehenden Gesteine des Gebietes Viechtach werden überwiegend von einer mehr oder weniger mächtigen Verwitterungsdecke verhüllt. Dieser Zersatz kann je nach Lage mehrere Meter Mächtigkeit erreichen. Er wird ausschließlich als Wegbaumaterial verwendet.

7. Die Böden

(Hans-R. Wegener*)

Das Gebiet des Blattes Nr. 6943 Viechtach liegt im Vorderen Bayerischen Wald. Im Nordteil wird das Blattgebiet vom Schwarzen Regen durchflossen, der, von Osten kommend, zuerst nach Westen gerichtet ist und bei Viechtach nach Norden abbiegt. Von Süden zieht am Ostrand des Blattes die Teisnach nach Norden und mündet bei der Ortschaft gleichen Namens in den Schwarzen Regen. Dieser nimmt als Hauptvorfluter des gesamten Gebietes auch alle anderen von Süden nach Norden fließenden Bäche auf, die sämtlich in ihrem Lauf den Pfahl durchbrechen mußten, um dem Schwarzen Regen zuzuziehen.

Die Quarzmauer des Pfahls beherrscht mit ihrem diagonalen SE–NW-Verlauf das Landschaftsbild. Große Teile des Blattgebietes sind von Wald – vor allem Fichte, aber auch Tanne, Buche, Eiche und Birke – bestanden, in den Einzelhöfe und kleinere Siedlungen mit vorwiegender Grünlandnutzung eingestreut sind. Im Bereich größerer Siedlungen – vor allem entlang des Pfahls – findet man große zusammenhängende Flächen unter landwirtschaftlicher Nutzung.

Das Klima ist gekennzeichnet durch einen mittleren Jahresniederschlag von 946 mm (1931–1960), wovon fast 60% im Sommerhalbjahr, mit einem Maximum im Juli, fallen. Die mittlere Jahrestemperatur schwankt je nach Höhenlage zwischen etwa +4° C bis +7° C.

Das Ausgangsgestein für die Böden bilden weit verbreitet Gneise und Granite in wechselnder Mineralzusammensetzung und unterschiedlicher Körnung. Beiderseits des Pfahls treten nennenswerte Vorkommen von Myloniten auf, die im Spannungsbereich der Pfahlzone entstanden sind. Nur südlich des Pfahls treten Diorite zutage. Südlich des Pfahls kamen auch Fließerden pleistozänen Alters in Hangmulden und an Unterhängen großflächig zur Ablagerung. Die heutigen Böden sind jedoch nicht unmittelbar aus den anstehenden Gesteinen entstanden, sie entwickelten sich vielmehr aus eiszeitlichen Verwitterungsdecken, Fließerden und tertiärem Zersatz. Allerdings sind die bodenartlichen Unterschiede im gesamten Blattgebiet weniger stark differenziert als die Vielfältigkeit der geologischen Substrate vermuten läßt. Wir finden vor allem stark sandige Lehme und lehmige Sande, die je nach Erosionsgrad und Entwicklungstiefe mehr oder weniger stark skeletthaltig sind. Vereinzelt weisen deutlich geringere Skelett- bzw. höhere Schluff- und Tonanteile auf die Anwesenheit von tertiären Bodenbildungen hin.

Weit verbreitet im Blattgebiet finden wir Braunerden, deren Entwicklungs-

*) Anschrift des Verfassers: Dipl.-Ing. agr. Dr. Hans-R. Wegener, Institut für Bodenkunde und Bodenerhaltung der Justus-Liebig-Universität, Wiesenstr. 3–5, D-6300 Gießen.

tiefe und Gründigkeit in Abhängigkeit von der Lage im Relief schwankt. Während die Mächtigkeit des Lockermaterials (= Gründigkeit) in Hangfußlagen mehrere Meter betragen kann, sind an Kuppen oftmals Felsfreistellungen zu beobachten. Im Bereich dieser Felsfreistellungen finden wir Ranker, Braunerde-Ranker und Ranker-Braunerden. An Ober- und Mittelhängen sind Entwicklungstiefen bis 1 m – bedingt durch das Vorhandensein von (oftmals) mehreren Fließerden – keine Seltenheit (vgl. auch Profile 1–3).

Neben den Braunerden und ihren Übergängen zu anderen Bodentypen sind im Blattgebiet – je nach Lage im Relief – Gleye und Gley-Übergangsformen von Bedeutung: In Tallagen und Taleinschnitten geringer Ausdehnung findet man Gleye und Naßgleye, während in den breiteren Talsohlen der Teisnach und des Schwarzen Regens Vergleyte Braune Auenböden und Braune Auenböden (vgl. Profil 4) vorherrschen. Im Bereich von Talschlüssen hingegen sind kleinflächig Moore und anmoorige Bodenbildungen anzutreffen. Abschließend sei erwähnt, daß Podsole im Blattgebiet von untergeordneter Bedeutung sind und lediglich vereinzelt Podsolierungsmerkmale in den A_h-Horizonten der Braunerden festgestellt wurden (Profile 2 u. 3). Ebenso konnten Lockerbraunerden, die in Höhenlagen über 800 m größere Verbreitung erlangen (RÜCKERT 1975), während der Übersichtsbefahrung nicht nachgewiesen werden.

Wie aus den Analysendaten (Beil. 5) zu ersehen ist, sind die untersuchten Böden als sehr stark sauer bis stark sauer (Profile 1–3) bzw. sauer (Profil 4) zu bezeichnen. Bei den Profilen 1–3 handelt es sich allerdings um Böden unter Wald. Mit der landwirtschaftlichen Nutzung geht eine Erhöhung der pH-Werte einher, die in erster Linie auf die Verwendung kalkhaltiger Düngemittel zurückzuführen ist. Der Einsatz von K- und P- Düngemitteln scheint auch angezeigt, wenn man die niedrigen K_2O- und P_2O_5-Gehalte der untersuchten Profile betrachtet: Lediglich die Braunerde aus Körnelgneis (Profil 1) zeigt höhere Kaliumgehalte. Eindeutige Hinweise auf eine intensivere Nachlieferung von Nährstoffen aus den Gesteinen (RÜCKERT 1979) sind aus den Analysendaten (Nährstoffgehalte, Sorptionsverhältnisse) der untersuchten Profile des Blattgebietes nicht abzuleiten.

Im Gegensatz zum Nährstoffhaushalt ist der Wasser- und Lufthaushalt günstiger zu beurteilen. Aufgrund der im allgemeinen hohen Wasserdurchlässigkeit zusammen mit dem Anteil an gröberen Bodenarten (Sand- und Skelettfraktion) ist die Erodierbarkeit der Böden gering (WEGENER 1981), die K-Werte liegen im Bereich von 0,08 bis etwa 0,25.

Profilbeschreibungen

Profil 1: R 45 67 110, H 54 39 380

850 m W Bärndorf, schwach (4–5°) nach WSW geneigter Oberhang eines von ENE nach WSW verlaufenden Rückens (510 m ü. NN); Wald (Kiefer, Eberesche, auch Fichte und Birke, allerdings geringer Bonität).

Braunerde großer Entwicklungstiefe aus Fließerde aus Körnelgneis

O_L, O_F, O_H	4–5 cm	Nadelstreu, Streuzersatz und Feinhumus; sehr gut durchwurzelt; Humusform: feinhumusarmer Moder
A_h	0–5 cm	dunkelbrauner (2.5YR5/3), mäßig humoser, schwach steiniger, lehmig-schluffiger Sand; sehr gut durchwurzeltes, lockeres Einzelkorngefüge
B_{v1}	5–50 cm	gelblichbrauner (10YR7/4), steiniger, lehmiger Sand; gut durchwurzeltes, lockeres Einzelkorngefüge
B_{v2}	50–85 cm	gelblichbrauner (10YR7/4), stark steiniger, schwach lehmiger Sand; mäßig durchwurzeltes, lockeres Einzelkorngefüge
B_vC_v	> 85 cm	hellbrauner (10YR5/6), schwach steiniger, schwach lehmiger Sand; schwach bis sehr schwach durchwurzelt.

Analysen siehe Beilage 5.

Profil 2: R 45 62 190, H 54 31 200

1000 m NE Markbuchen, mäßig geneigter (7°) NNW-Hang (Mittelhang, 800 m ü. NN); Wald (Fichte, Birke, Buche, Eberesche)

Braunerde großer Entwicklungstiefe aus Fließerde aus Paragranodiorit

O_L, O_F, O_H	6 cm	Nadelstreu und Streuzersatz; gut durchwurzelt; Humusform: feinhumusarmer Moder
$A_{(e)h}$	0–10 cm	grauschwarzer (10YR3/2), stark humoser, stark lehmiger Sand; stark durchwurzelt, mäßig lockeres Subpolyedergefüge
B_{v1}	10–35 cm	hellbrauner (10YR5/6), schwach steiniger, stark lehmiger Sand; schwach durchwurzeltes, mäßig lockeres Subpolyedergefüge
B_{v2}	35–60 cm	hellbrauner (10YR5/6), schwach steiniger, stark lehmiger Sand; schwach bis sehr schwach durchwurzeltes, mäßig lockeres Subpolyedergefüge
C_vB_v	> 60 cm	hellbrauner (10YR5/8), schwach steiniger, stark lehmiger Sand; mäßig festes Subpolyedergefüge mit vereinzelten Feinwurzeln.

Analysen siehe Beilage 5.

Profil 3: R 45 61 040, H 54 38 140
220 m N Schwaben, mäßig geneigter (9°) N-Hang (Mittelhang, 615 m ü. NN); Wald (Fichte, Kiefer, Birke, Eberesche, Tanne, versch. Moose)

Braunerde großer Entwicklungstiefe aus Fließerde aus mittelkörnigem Granit

O_L, O_F, O_H	4 cm	Nadelstreu und Streuersatz, stark mit Moosen durchsetzt; Humusform: feinhumusarmer Moder
$A_{(e)h}$	0–5 cm	gelblichbrauner (10YR3/3), schwach bis sehr schwach humoser, schwach steiniger, lehmiger Sand; gut durchwurzeltes, lockeres Einzelkorngefüge
B_v	5–60 cm	brauner (10YR6/8), stark steiniger, lehmiger Grobsand; schwach durchwurzeltes, lockeres Einzelkorngefüge
C_vB_v	> 60 cm	brauner (10YR5/8), sehr stark steiniger, lehmiger Sand; schwach bis sehr schwach durchwurzeltes, mäßig lockeres Einzelkorngefüge.

Analysen siehe Beilage 5.

Profil 4: R 45 68 620, H 54 37 080
200 m SSE Gstadt im Auenbereich des Schwarzen Regen (410 m ü. NN); Grünland (Wiese); ökologischer Feuchtegrad (geschätzt): mäßig feucht; Bodenschätzung: lS IIb2 35/32

Vega-Gley, tiefgründig, aus Ablagerungen des Schwarzen Regen

A_h	0–25 cm	dunkelbrauner (7.5YR3/4), mäßig humoser, schluffiger, lehmiger Sand; vereinzelt rostfleckig; gut durchwurzeltes, schwach verkittetes Einzelkorngefüge
MG_{o1}	25–40 cm	dunkelbrauner (7.5YR4/4), sehr schwach humoser, schluffiger Sand; rostfleckig, vereinzelt auch manganfleckig; schwach durchwurzeltes, sehr schwach verkittetes Einzelkorngefüge
MG_{o2}	40–90 cm	gelblichbrauner (10YR5/6), sehr schwach schluffiger Sand; rost- und manganfleckig, vereinzelt graufleckig; sehr schwach durchwurzeltes Einzelkorngefüge
G_r	> 90 cm	gelblichbrauner (10YR5/4) Sand; marmoriert; Einzelkorngefüge.

Analysen siehe Beilage 5.

Literatur:

RÜCKERT, G. (1975): Bodenkundlicher Überblick. – In: BAUBERGER, W. et al.: Der Bayerische Wald unter besonderer Berücksichtigung des Nationalparks. – Mitt. dt. bodenkundl. Ges., **21**: 56–69, Göttingen 1975.

– (1979): Die Böden. – In: OTT, W.-D.: Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6942 St. Englmar: 54–59, München (Bayer. Geol. L.-Amt) 1979.

WEGENER, H.-R. (1981): Die K-Werte (Erodierbarkeit) einiger Böden Bayerns – Ermittlung und Anwendung. – Mitt. dt. bodenkundl. Ges., **30**: 279–296, Göttingen 1981.

8. Baugrundgeologische Untersuchungen

(FRIEDRICH HARTEL*)

Problemstellung

Vor ingenieurgeologischen Fragestellungen bei den unverwitterten Festgesteinen ergibt sich im Alten Gebirge zunächst die Aufgabe, zur Beschreibung der Verwitterungsdecke über dem Grundgebirge beizutragen. Diese Aufgabe stellt sich vordringlich, weil die Verwitterungsdecke als oberste Schicht des Untergrundes ansteht und bei jedem Eingriff in den Boden unumgänglich zu berücksichtigen ist.

Untersuchungsprogramm

Es war vorgesehen, auf der Grundlage der Geologischen Kartierung in vorhandenen Aufschlüssen die Verwitterungsdecken über den wichtigsten Gesteinsarten zu untersuchen, durch

- Aufmaß und Beschreibungen der Schichtenfolge, möglichst bis zum unverwitterten Gestein
- vorauseilende Sondierung mit einer leichten Rammsonde LRS 5 nach DIN 4094 (Relative Festigkeit),
- Anschlitzen der Aufschlußböschung von Hand zur Entnahme von ungestörten Bodenproben,
- Bestimmung bodenmechanischer Kennziffern (Bodenkennwerte) im Baugrundlabor.

*) Anschrift des Verfassers: Dipl.-Ing. (FH) FRIEDRICH HARTEL, Bayerisches Geologisches Landesamt, Prinzregentenstraße 28, 8000 München 22.

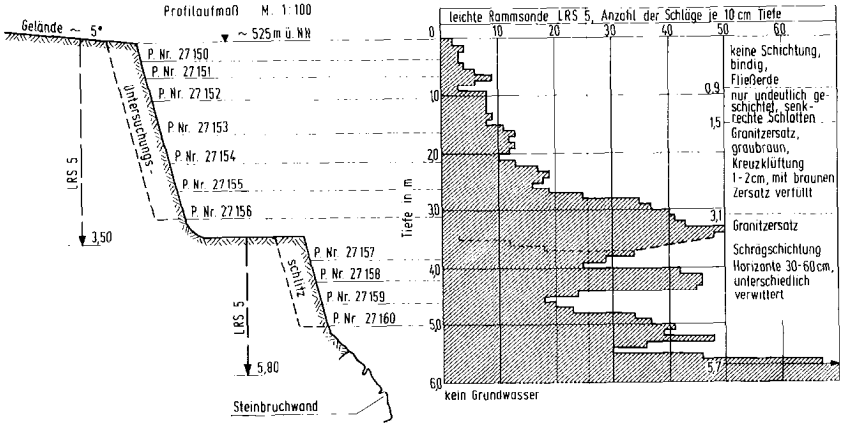


Abb. 7. Verwitterungsdecke über Patersdorfer Granit (Granitwerke Prünst). Felduntersuchungen.

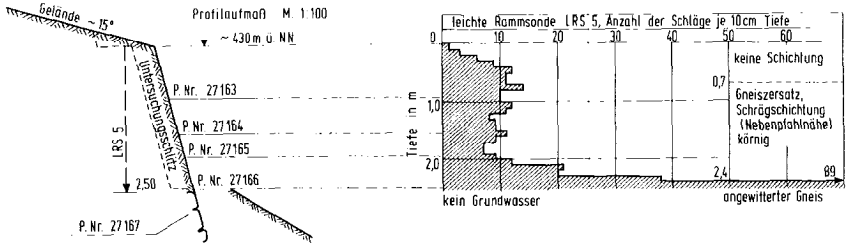


Abb. 8. Verwitterungsdecke über Körnelgneis (Straße bei Gstadt). Felduntersuchungen.

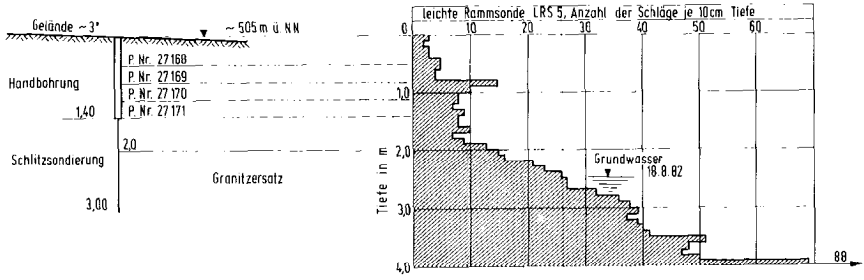


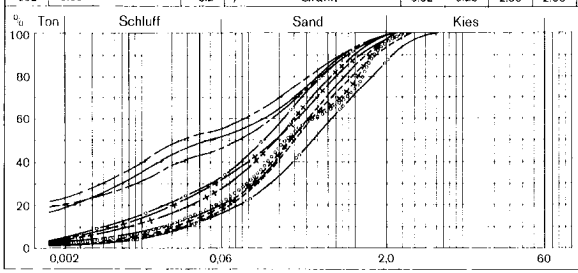
Abb. 9. Fließerde über Patersdorfer Granit (Wiese bei Patersdorf). Felduntersuchungen.

Tabelle 2: Verwitterungsdecke über Patersdorfer Granit (Granitwerke Prünst). Bodenkennwerte und Kornverteilungen.

Nr.	Tiefe	Signatur	W	W_L	W_p	I_p	I_c	n	S_r	ϱ	ϱ_d	min ϱ_d	max ϱ_d	D	φ'	k
27	m	Korn v.	%					1			t/m³				Grad	m/s
150	0.30		16.6	33.8	19.5	14.3	1.20	0.38	0.74	1.96	1.68					
151	0.60		18.4	50.1	22.4	27.7	1.14	0.40	0.74	1.91	1.61	Fließerde			33.5	5×10^{-7}
152	1.00		22.2	42.7	20.4	22.3	0.91	0.42	0.81	1.90	1.55					
153	1.60		16.5					0.45	0.54	1.71	1.47	0.99	1.44	1.07		
154	2.10		11.9					0.48	0.35	1.56	1.39	1.03	1.52	0.73		
155	2.60		14.1					0.43	0.54	1.77	1.54	0.98	1.51	1.06		
156	3.10		17.0					0.46	0.53	1.69	1.44	1.00	1.47	0.94		
157	3.80		6.5					0.30	0.41	2.00	1.88	1.21	1.71	1.34	39.0	3×10^{-6}
158	4.20		7.4					0.31	0.43	1.97	1.83	1.14	1.61	1.47		
159	4.60		8.3					0.32	0.47	1.96	1.81	1.14	1.76	1.08		
160	5.00		10.2					0.36	0.48	1.88	1.70	1.13	1.70	1.00		
161	>6.00		0.4					0.03	0.41	2.64	2.63					
162	>6.00		0.2					0.02	0.28	2.66	2.65					

Granitzersatz

unverwitterter Granit



Erläuterungen nach DIN 1080/6

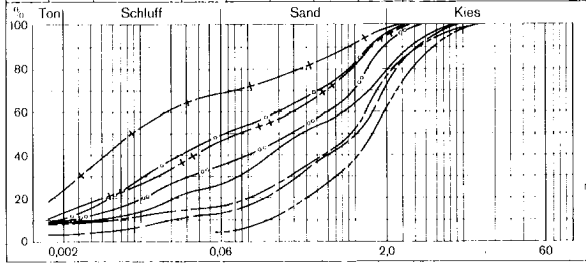
- W – Wassergehalt
- W_L – Fließgrenze
- W_p – Ausrollgrenze
- I_p – Plastizitätszahl
- I_c – Konsistenzzahl
- n – Porenanteil
- S_r – Sättigungszahl
- ϱ – Dichte des feuchten Bodens
- ϱ_d – Trockendichte
- min ϱ_d – ϱ_d bei lockerer Lagerung
- max ϱ_d – ϱ_d bei dichter Lagerung
- D – Lagerungsdichte
- φ' – Reibungswinkel des entwässerten Bodens
- k – Durchlässigkeitsbeiwert

Tabelle 3: a) Verwitterungsdecke über Körnelgneis (Straße bei Gstadt).
b) Fließerde über Patersdorfer Granit (Wiese bei Patersdorf).
Bodenkennwerte und Kornverteilungen.

	Nr.	Tiefe	Signatur	W	W_L	W_p	I_p	I_c	n	S_r	ϱ	ϱ_d	m n. ϱ_d	max.	D	φ'	k
	27	m	Korn v.	%					1			t/m³				Grad	m/s
a)	163	0.90		9.1					0.38	0.40	1.81	1.66	1.02	1.59	1.12		
	164	1.50		11.2					0.37	0.52	1.88	1.69	1.09	1.62	1.13		
	165	1.90		11.4					0.34	0.60	1.97	1.77	1.11	1.71	1.10	39.0	2×10^{-6}
	166	2.45		5.1					0.23	0.45	2.15	2.05	1.22	1.78	1.48		
	167	>3.00		3.2					0.12	0.61	2.42	2.34	–				
b)	168	0.50		28.7	64.0	25.5	29.5	1.00								33.0	4×10^{-7}
	169	0.80		16.4	40.5	22.6	17.9	0.94									
	170	1.10		17.1	30.6	19.8	10.8	0.84									
	171	1.40		19.7	32.3	21.3	11.0	–									

Gneiszersatz

angewitterter Gneis



Erläuterungen nach DIN 1080/6

- W – Wassergehalt
- W_L – Fließgrenze
- W_p – Ausrollgrenze
- I_p – Plastizitätszahl
- I_c – Konsistenzzahl
- n – Porenanteil
- S_r – Sättigungszahl
- ϱ – Dichte des feuchten Bodens
- ϱ_d – Trockendichte
- min ϱ_d – ϱ_d bei lockerer Lagerung
- max ϱ_d – ϱ_d bei dichter Lagerung
- D – Lagerungsdichte
- φ' – Reibungswinkel des entwässerten Bodens
- k – Durchlässigkeitsbeiwert

Begrenzt waren die Untersuchungsmöglichkeiten durch die verfügbaren Aufschlüsse. Es ist jedoch daran zu denken, im Rahmen von Beiträgen zu anderen Kartenblättern die Untersuchungen auf weitere Gesteinsarten auszudehnen und so insgesamt zu vervollständigen.

Untersuchungsstellen

Verwitterungsdecke über Patersdorfer Granit (Gm):
Granitwerk Prünst, R 45 72 700, H 54 29 700 (Abb. 7; Tab. 2)

Verwitterungsdecke über Körnelgneis (*bgn*):
Straße bei Gstadt, R 45 69 275, H 54 37 375 (Abb. 8; Tab. 3)

Fließerde über Patersdorfer Granit („fl):
Patersdorf, R 45 72 025, H 54 31 325 (Abb. 9; Tab. 3)

Ergebnisse

Aus den nachfolgenden Abb. 7–9 und Tabellen 2–3 sind die Einzelergebnisse der Feld- und Laboruntersuchungen zu entnehmen.

Folgerungen

Aus diesen Ergebnissen wird abgeleitet:

Für beide Zersatzarten ergab sich bei Eindringwiderständen der leichten Rammsonde von etwa 10 Schlägen je 10 cm Tiefe bereits eine dichte Lagerung des Bodens und damit gute Tragfähigkeit als Baugrund. Höhere Schlagzahlen sind auf Restkohäsion (geringere Verwitterung) zurückzuführen.

Die Kornverteilungsbänder (Abb. 10) kennzeichnen deutliche Unterschiede zwischen Granit- und Gneiszersatz. Obwohl beide Bänder im Kornaufbau einer hohlraumarmen Mischung (Fullerkurve) nahe kommen und damit gute Verdichtbarkeit markieren, bestehen bei den Korngrößen und der Frostsicherheit Unterschiede. Nach Kriterien der Bundesanstalt für Straßenwesen kann Gneiszersatz als nahezu frostsicher gelten, während Granitzersatz deutlich im frostempfindlichen Bereich liegt. Hieraus wäre abzuleiten, daß Granitzersatz mehr zur Fließerdebildung neigt als Gneiszersatz. Ein Blick auf die Geologische Karte zeigt auch tatsächlich, daß im Granitbereich südwestlich des Pfahls mehr Fließerde festgestellt wurde als im Gneisgebiet.

Ausgehend von den Sand- und Kieskornanteilen der untersuchten Zersatzarten, wurde zunächst für Gneiszersatz die höhere Wasserwegsamkeit erwartet (Abb. 10). Die indirekte Bestimmung des Durchlässigkeitsbeiwertes bei den Rahmenscherversuchen ergab jedoch für Granitzersatz den 1,5-fachen Wert von Gneiszersatz, erklärbar durch Vergleich von Porenanteil n und

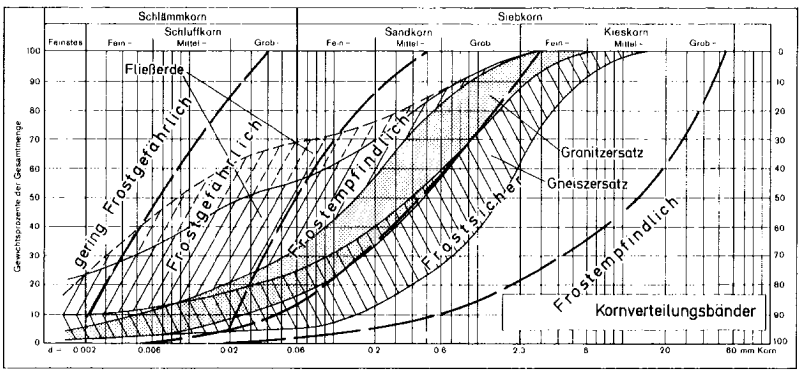


Abb. 10. Kornverteilungsbänder und Frostkriterien.

Durchlässigkeitsbeiwert k (Tab. 4). Dieses Ergebnis kennzeichnet offenbar die unterschiedliche Kornform der Zersatzkarten, die bei Gneiszersatz entsprechend dem Ausgangsgestein als plattiger gegenüber dem gedrungenen Granitkorn gelten kann.

Tabelle 4: Porenanteil und Durchlässigkeitsbeiwert

Zersatz aus	k m/s	n_{mittel} l
Granit	3×10^{-6}	0,388
Gneis	2×10^{-6}	0,329

Die Untersuchung der Scherfestigkeit an gestörtem Material im Rahmenschergerät ergab für Granit- und Gneiszersatz, wie erwartet, hohe Winkel der inneren Reibung (Tab. 2 u. 3). Erstaunlich hoch war jedoch das Ergebnis für die Fließerden mit 33,0° und 33,5° (Tab. 2 u. 3), wobei zu den Scherversuchen die Proben mit den höheren Plastizitätszahlen verwendet wurden. Auch hier wirkt sich offenbar das scharfkantige Korn des Ausgangsgesteins noch im bindigen Verwitterungsprodukt aus. Ferner ergab sich nach Versuchen im Ringschergerät für die Fließerden eine Restreibung von ebenfalls 33°. Damit ist auch in voll ausgebildeten Rutschflächen noch diese hohe Reibung zu erwarten. Bleibt die Frage offen, wodurch die Talwärtsbewegung der Fließerden bis zu extrem flachen Geländeneigungen verursacht wird. Da ein „Fließen" infolge Wassereinwirkungen wegen hoher innerer Reibung, relativ geringer Wasserdurchlässigkeit und mittelplastischer Eigenschaften nicht erwartet wird, richtet sich das Augenmerk auf das Frostverhalten. Wie aus Abb. 10 ersichtlich, verläuft das Kornverteilungsband der untersuchten Fließ-

erden überwiegend im frostgefährlichen Bereich, dessen Eigenschaften gekennzeichnet sind durch

- relativ geringe Wasserdurchlässigkeit bei hoher Porenzahl und damit hohes Speichervermögen,
- geringe Wasserbindung durch Tonanteile und damit viel zur Eiskristallisation mobilisierbares Wasser,
- hohe Kapillarwirkung und damit anhaltender Wassernachschub bei der Eislinsenbildung und
- als Folge davon starke Volumenänderungen im Boden bei Frost-Tauwechsel.

Jede Volumenänderung des Bodens am Hang bewirkt jedoch eine Wanderung der Bodenteilchen talwärts, weil im Zuge der Hebungs- und Setzungsbewegungen der Talschub aktiviert wird und den Weg der Bodenteilchen mitbestimmt. Abb. 11 soll diesen Vorgang erläutern, wobei bedeuten

H = Hebung durch Eislinsenbildung
S = Setzung bei Frostaufgang
T = Talschub
R = Resultierender Weg.

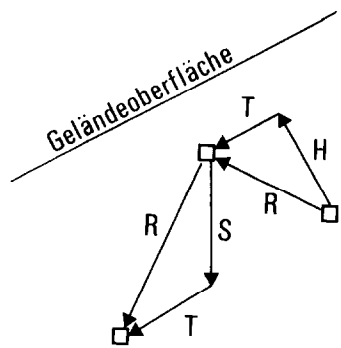


Abb. 11. Wanderung eines Bodenteilchens am Hang bei Volumenänderungen.

Da die Eislinsenbildung stets an der Null-Isotherme stattfindet und daher die Lage im Boden von der jeweiligen Frosteindringtiefe abhängt, ergibt sich daraus eine Erklärungsmöglichkeit für das mitunter beobachtete blättrige, hangparallel orientierte Gefüge der Fließerden.

Weitere Untersuchungen

Zur Ergänzung der Untersuchungen wurde an gestörtem Material die kapillare Steighöhe h_k bestimmt. Abb. 12 enthält die jeweiligen Wasseranstiege über 24 h, wobei die Steighöhe für Fließerde erstaunlich gering blieb gegenüber den Zersatzarten.

Tabelle 5 soll abschließend in einer Gegenüberstellung verschiedener Kennwerte Anhaltspunkte aufzeigen für das Zusammenwirken der Boden-

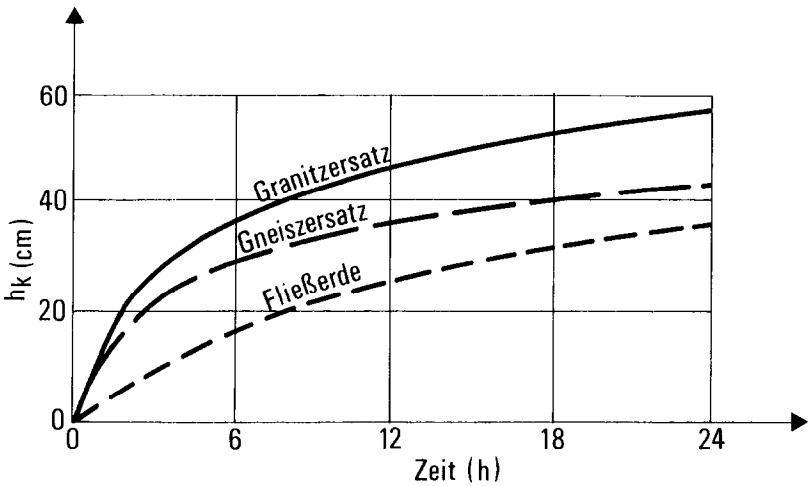


Abb. 12. Kapillare Steighöhen.

arten in der Natur. So kennzeichnen beispielsweise Speichervermögen und kapillarer Wassertransport deutlich die Unterschiede zwischen Granit- und Gneiszersatz.

Tabelle 5: Verschiedene Kennwerte

Kennwert		Einheit	Fließ-erde	Granit-Zersatz	Gneis-Zersatz
Mittl. Porenanteil	n	1	0,401	0,388	0,329
Dichte	ϱ_d	g/cm³	1,61	1,63	1,79
Speichervermögen	n/ϱ_d	%	24,9	23,8	18,4
Durchlässigkeit	k	m/s	$5 \cdot 10^{-7}$	$3 \cdot 10^{-6}$	$2 \cdot 10^{-6}$
kapillare Steighöhe	h_k	cm/24 h	37	57	42
Wassertransport		g/cm³ · h	0,07	0,33	0,13

9. Geologisch wichtige Aufschlüsse

Die Aufschlußverhältnisse sind im Gebiet von Blatt Viechtach nur entlang von Straßen und im Gipfelbereich als gut zu bezeichnen.
Um den Interessenten die Möglichkeit zu geben, die Haupttypen der Gesteine kennen zu lernen, ist nachfolgend eine Auswahl instruktiver Aufschlüsse mit Rechts- und Hochwerten aufgeführt.

Predigtstuhl	R 62 230 H 29 780	Cordierit-Sillimanit Gneis
Kirche und Burg von Kollnburg	R 63 010 H 34 810	Profil vom Kriegerdenkmal zur Kirche wie folgt (das gleiche Profil in der Burg): Paragranodiorit Granitgang Kristallgranit
Galgenhöhe	R 63 250 H 38 550	Pfahlquarz (Pfahl bei Viechtach)
Ruine Neunußberg	R 68 840 H 38 760	Körnelgneis mit schön parallel geregelten Kalifeldspaten
Regenknie a. d. Schnitzmühle	R 67 190 H 37 520	Perlgneis (Tiefenblastomylonit)
Höhe 539 NE Schwarzgrub	R 69 000 H 33 560	Palit
Pfahl Höhe 648	R 69 940 H 33 020	Ultramylonit (Ehemaliger Wetzsteinbruch)
Garmersberg-gipfel	R 67 850 H 32 470	Quarz-Glimmer Diorit
aufgelassener Steinbruch am Riedberg	R 70 490 H 31 380	mittelkörniger Granit

10. Literatur

(siehe auch Literatur S. 61)

BADER, H. (1959): Metamorphose und Stoffhaushalt der Gneise in der südlichen Oberpfalz. – Inaug.-Diss. Univ. München, München 1959.

BAUBERGER, W. (1977): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7046 Spiegelau und zum Blatt Nr. 7047 Finsterau sowie zu den nördlichen Anteilen der Blätter Nr. 7146 Grafenau und Nr. 7147 Freyung, Nationalpark Bayerischer Wald. – 183 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt) 1977.

BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE (1976): Karte der Anomalien der Totalintensität des erdmagnetischen Feldes in der Bundesrepublik Deutschland 1 : 500 000. – Hannover 1976.

DAVIES, G. L. & SCHREYER, W. (1962): Altersbestimmung an Gesteinen des ostbayerischen Grundgebirges und ihre geologische Bedeutung. – Geol. Rdsch., **52** (1): 146–169, Stuttgart 1962.

DRESCHER-KADEN, F. K. (1951): Geologische Exkursion in den südöstlichen Teil des Bayerischen Waldes. – Geologica Bavarica, **6:** 130–134, München 1951.

FISCHER, G. (1936): Das Dach des Moldanubikums in Schlesien, dem Bayerischen Wald und Mähren. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **56:** 733–741, Berlin 1936.

– (1938 a): Über das Grundgebirge der Bayerischen Ostmark. Die Gneise nördlich des Bayerischen Pfahls. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **59:** 289–352, Berlin 1938.

– (1938 b): Der Bayerische und der Böhmer Wald. Die Entwicklung seiner Landschaft im Laufe der geologischen Geschichte. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **59:** 355–382, Berlin 1938.

– (1959): Der Bau des Vorderen Bayerischen Waldes. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., **41:** 1–22, Stuttgart 1959.

– (1965): Über die modale Zusammensetzung der Eruptiva im ostbayerischen Kristallin. – Geologica Bavarica. **55:** 7–33, München 1965.

– (1967): Über das Moldanubikum der Bayerischen Oberpfalz und des Bayerischen Waldes. – Aufschluß, 16. Sonderh.: 27–111, Heidelberg 1967.

FISCHER, G. & TROLL, G. (1973): Bauplan und Gefügeentwicklung metamorpher und magmatischer Gesteine des Bayerischen Waldes. – Geologica Bavarica, **68:** 7–44, München 1973.

FLURL, M. (1792): Beschreibung der Gebirge von Baiern und der oberen Pfalz. – 642 S., München 1792.

FRENTZEL, A. (1911): Das Passauer Granitmassiv. – Geogn. Jh., **24:** 105–192, München 1911.

GAREISS, A. (1901): Über Pseudomorphosen nach Cordierit. – Tschermaks mineral.-petrogr. Mitt., N. F., **20:** 1–39, Wien 1901.

GEBAUER, D. (1977): Die Entwicklungsgeschichte des Moldanubikums aufgrund radiometrischer Altersbestimmungen. – In: BAUBERGER, W.: Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7046 Spiegelau und zum Blatt Nr. 7047 Finsterau etc.: 12–18, München (Bayer. Geol. L.-Amt) 1977.

GEBAUER, D. & GRÜNENFELDER, M. (1973): Vergleichende U/Pb- und Rb/Sr-Altersbestimmungen im Bayerischen Teil des Moldanubikums. – Fortschr. Mineral., **50**(3,4) Stuttgart 1973.

GERKE, K. (1957): Die Karte der Bouguer-Isanomalen 1 : 1 000 000 von Westdeutschland. – Dt. Geodät. Komm., R. B., **46**(I): 13 S., Frankfurt a. Main 1957.

GIESE, P. & STEIN, A. (1971): Versuch einer einheitlichen Auswertung tiefenseismischer Messungen aus dem Bereich zwischen Nordsee und den Alpen. – Geophys., **37:** 237–272, Würzburg 1971.

GÜMBEL, C. W. VON (1868): Geognostische Beschreibung des Königreichs Bayern. II. Abt. Ostbayerisches Grenzgebirge. – 968 S., Gotha 1868.

HEGEMANN, F. (1936): Über die Bildungsweise des Quarzes im Bayerischen Pfahl.- Chemie der Erde, **10:** 521–538, Berlin 1936.

HOENES, D. (1940): Magmatische Tätigkeit, Metamorphose und Migmatitbildung des südlichen Schwarzwaldes. – N. Jb. Mineral. Geol. Paläont., **76 A:** 153–256, Stuttgart 1940.

HOFFMANN, R. (1962): Die Tektonik des Bayerischen Pfahls. – Geol. Rdsch., **52:** 332–346, Stuttgart 1962.

KELLER, R. (1956): Klima und Hydrologie. – In: ANDRES, G. & CLAUS, G.: Erläuterungen zur Hydrogeologischen Übersichtskarte 1 : 500 000, Blatt Regensburg. – Remagen 1956.

KNOCH, K. (1952): Klimaatlas von Bayern. – Bad Kissingen 1952.

KÖHLER, H. & MÜLLER-SONIUS, D. (1975): Rb–Sr-Altersbestimmungen als Beitrag zur Klärung der Genese des Kristallgranit I (Regensburger Wald). – Fortschr. Mineral., **53**(1): 39, Stuttgart 1975.

LIST, F. K. (1969): Ausbildung und Entstehung des Paragranodiorits nördlich von Deggendorf (südl. Bayerischer Wald). – Geologica Bavarica, **60:** 95–132, München 1969.

MEHNERT, K. R. (1940): Über Plagioklas-Metablastesis im mittleren Schwarzwald.- Zbl. Mineral. Geol. Paläont., **1940 A:** 47–65, Stuttgart 1940.

– (1959): Der gegenwärtige Stand des Granitproblems.-Fortschr. Mineral., **37:** 117–206, Stuttgart 1959.

– (1968): Migmatites and the Origin of Granitic Rocks. – Amsterdam – London – New York 1968.

OTT, W.-D. (1979): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6942 St. Englmar. – 65 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt) 1979.

READ, H. H. (1957): The granite Controversy. – 430 P., London (Murby) 1957.

SCHEUMANN, K. H. (1936): Metatexis und Metablastesis. – Tschermaks mineral.-petrogr. Mitt., N. F., **48:** 402–412, Leipzig 1936.

SCHREYER, W. (1957): Über das Alter der Metamorphose im Moldanubikum des südlichen Bayerischen Waldes. – Geol. Rdsch., **46:** 307–317, Stuttgart 1957.

SCHREYER, W. & YODER, H. S. (1959): Cordierite – Water system. – Carnegie Inst. Washington, Year Book: 100–104, Washington 1959.

STEINER, L. (1968): Alkalisierung im Pfahlgebiet, am Beispiel der Palitgesteine des Bayerischen Waldes. – Diss. Univ. München, München 1968.

STRECKEISEN, A. L. (1967): Classification and nomenclature of igneous rocks. – N. Jb. Mineral. Abh., **107**(2): 144–214, Stuttgart 1967.

SUESS, F. E. (1903): Bau und Bild der Böhmischen Masse. – In: Bau und Bild Österreichs, **I:** 322 S., Wien 1903.

TRÖGER, W. E. (1935): Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. – 360 S., Berlin 1935.

– (1969): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Teil 2 Textband. – 2. Aufl., Stuttgart 1969.

– (1971): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Teil 1 Bestimmungstabellen. – 4. Aufl.: 188 S., Stuttgart 1971.

TROLL, G. (1967): Führer zu geologisch-petrographischen Exkursionen im Bayerischen Wald. Teil I: Aufschlüsse im Mittel- und Ostteil. – Geologica Bavarica, **58:** München 1967.

– (1968): Gliederung der redwitzitischen Gesteine Bayerns nach Stoff- und Gefügemerkmalen. – Bayer. Akad. Wiss. math.-nat. Kl. Abh., N. F., **133**, München 1968.

Beilage 1 zu den Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25000 Blatt Nr. 6943 Viechtach

Die häufigsten Minerale im ostbayerischen Grundgebirge

zusammengestellt von W. D. OTT

chemische Formeln nach W. A. DEER, R. A. HOWIE & J. ZUSSMAN (1963)

Aktinolith	$Ca_2(Mg,Fe)_5[Si_8O_{22}](OH,F)_2$
Albit	$Na[AlSi_3O_8]$
Almandin	$Fe_3Al_2Si_3O_{12}$
Amphibol-Hornblende	$X_{2-3}Y_5[Z_8O_{22}](OH)_2$
Anatas	TiO_2
Andalusit	$Al_2O[SiO_4]$
Andradit	$Ca_3Fe_2Si_3O_{12}$
Anorthit	$Ca[Al_2Si_2O_8]$
Anorthoklas	$(K,Na)[AlSi_3O_8]$
Apatit	$Ca_5(PO_4)_3(OH,F,Cl)$
Augit	$(Ca,Fe)(Mg,Fe,Al)[(Si,Al)_2O_6]$
Biotit	$K_2(Mg,Fe)_{6-4}(Fe,Al,Ti)_{0-2}$ $[Si_{6-5}Al_{2-3}O_{20}]O_{0-2}(OH,F)_{4-2}$
Calcit	$CaCO_3$
Chalcedon	SiO_2
Chlorit	$(Mg,Al,Fe)_{12}[(Si,Al)_8O_{20}](OH)_4$
Chloritoid	$(Fe,Mg,Mn)_2(Al,Fe)Al_3O_2[SiO_4]_2(OH)_4$
Chromit	$FeCr_2O_4$
Cordierit	$Al_3(Mg,Fe)_2[Si_5AlO_{18}]$
Diopsid	$CaMg[Si_2O_6]$
Disthen	$Al_2O[SiO_4]$
Eisenglanz	Fe_2O_3
Enstatit	$Mg[SiO_3]$
Epidot	$Ca_2FeAl_2O\cdot OH[Si_2O_7][SiO_4]$
Fayalith	$Fe_2[SiO_4]$
Feldspat	siehe Kalifeldspat bzw. Plagioklas
Forsterit	$Mg_2[SiO_4]$
Glimmer	siehe Biotit bzw. Muscovit
Goethit	$FeOOH$
Granat	$X_3Y_2Z_3O_{12}$
Graphit	C
Hämatit	Fe_2O_3
Hellglimmer	$X_2Y_{4-6}[(Si,Al)_8O_{22}](OH,F)_4$
Hornblende (gem)	$X_{2-3}Y_5[Z_8O_{22}](OH)_2$
Hypersthen	$CaFe[Si_2O_6]$
Illit	$K_{1-1,5}Al_4[Si_{7-6,5}Al_{1-1,5}O_{20}](OH)_4$
Ilmenit	$FeTiO_3$
Kalifeldspat	$K[AlSi_3O_8]$
Kaolinit	$Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8$
Klinochlor	siehe Chlorit
Klinozoisit	$Ca_2Al\cdot Al_2O\cdot OH[Si_2O_7][SiO_4]$
Klinopyroxen	$XY[Si_2O_6]$
Korund	Al_2O_3
Magnetit	Fe_3O_4
Magnetkies	FeS
Mikroklin	$(K,Na)[AlSi_3O_8]$
Monazit	$CePO_4$
Montmorillonit	$(1/2Ca,Na)_{0,7}(Al,Mg,Fe)_4$ $[(Si,Al)_8O_{20}](OH)_4\cdot nH_2O$
Muscovit	$K_2Al_4[Si_6Al_2O_{20}](OH,F)_4$
Nadeleisenerz	$FeOOH$
Olivin	$(Mg,Fe)_2[SiO_4]$
Omphacit	$(Ca,Na)(Mg,Fe,Fe,Al)[Si_2O_6]$
Orthit	$(Ca,Mn,Ce,La,Y,Th)_2(Fe,Fe,Ti)$ $(Al,Fe)_2\cdot OH[Si_2O_7][SiO_4]$
Orthoklas	$K[AlSi_3O_8]$
Orthopyroxen	$(Mg,Fe)[SiO_3]$
Paragonit	$Na_2Al_4[Si_6Al_2O_{20}](OH,F)_2$
Pargasit	$NaCa_2Mg_4(Al,Fe)[Si_6Al_2O_{22}](OH,F)_2$
Pennin	$(Mg,Fe,Al)_6[AlSi_4O_{10}](OH)_8$
Pinit	= umgewandelter Cordierit
Plagioklas	$(Ca,Na)[Al(Si,Al)Si_2O_8]$
Pyrit	FeS_2
Pyrop	$Mg_3Al_2Si_3O_{12}$
Pyroxen	$X_{1-0}Y_{1-2}[Z_2O_6]$
Quarz	SiO_2
Rutil	TiO_2
Sagenit	TiO_2 (nadelig)
Sericit	= fk. Muscovit bzw. Paragonit
Serpentin	$Mg_3[Si_2O_5](OH)_4$
Sillimanit	$Al_2O[SiO_4]$
Spessartin	$Mn_3Al_2Si_3O_{12}$
Spinell	$(Mg,Fe,Zn,Mn)(Al,Fe,Cr)_2O_4$
Staurolith	$(Fe,Mg)_2(Al,Fe)_9O_6[SiO_4](O,OH)_2$
Stilpnomelan	$(K,Na,Ca)_{0-1,4}(Fe,Fe,Mg,Al,Mn)_{5,9-8,2}$ $(OH)_4[Si_8O_{22}](O,OH,H_2O)_{3,6-8,5}$
Titaneisen	$FeTiO_3$
Titanit	$CaTi[SiO_4](O,OH,F)$
Tremolit	$Ca_2Mg_5[Si_8O_{22}](OH,F)_2$
Turmalin (Schörl)	$Na(Mg,Fe,Mn,Li,Al)_3Al_6[Si_6O_{18}](BO_3)_3(OH,F)_4$
Xenotim	YPO_4
Zirkon	$Zr[SiO_4]$
Zoisit	$Ca_2Al\cdot Al_2O\cdot OH[Si_2O_7][SiO_4]$

Mineralbestand der wichtigsten metamorphen und magmatischen Gesteine

Paragranodiorit

Herkunft der Proben	Schliff Nr.	Qu	Pg	Kf	Bi	Cor	Gr	Hbl	Musc	Akz	Erz	Ti
Straßenaufschluß bei Sattel R 62 99o H 32 98o	912	17,63	44,9o	14,37	18,43	--	--	3,5o	--	o,8o	o,37	--
Weg nach Udwies R 62 o4o H 3o 12o	918	15,o7	5o,67	5,37	17,27	--	--	6,97	-- Ap	2,o3	2,7o	--
2oo m S'Oberer Berg R 63 13o H 33 45o	942	25,2o	36,o3	15,7o	21,43	--	--	--	o,5o Ap	o,37	1,1o	--
Straßenaufschluß am Feldkreuz NE Oberhofen R 62 98o H 36 59o	9oo	16,37	35,53	16,oo	28,33	--	--	--	1,43	1,97	o,37	--
Waldstück SW Schwarzhof R 66 11o H 32 86o	1323	22,6o	42,3o	1o,oo	2o,9o	--	--	o,4o	--	3,2o	--	o,6o
Höhe W Allersdorf R 66 33c H 3o 46o	1327	29,7o	36,4o	--	22,5o	8,7o	1,9o	--	-- Ap	o,2o	o,4o	--
Höhe 566 W Kirchaitnach R 64 28o H 33 52o	1384	39,2o	36,oo	14,9o	21,oo	--	--	--	o,5o	o,5o	o,1o	--

Udwieser Granit

Herkunft der Probe	Schliff-Nr.	Qu	Pg	Kf	Bi	Ap	Akz	Erz
Weggabel S Winklern R 64 82o H 29 64o	1423	24,7o	3o,6o	18,9o	23,3o	o,8o	o,5o	1,2o

Perlgneis (Metablastit)

Herkunft der Proben	Schliff-Nr.	Qu	Pg	Kf	Bi	Musc	Ap	Akz	Erz
Spitzberg R 69 o9o H 31 52o	135o	2o,6o	35,9o	5,9o	35,6o	--	o,9o	o,2o	o,9o
S Spitzberg R 68 89o H 31 29o	1351	27,8o	29,4o	14,7o	25,2o	--	1,1o	o,3o	o,4o
Regenknie E Schnitzmühle R 76 17o H 37 52o	1355	29,1o	37,2o	13,8o	15,7o	2,8o	--	1,3o	1,oo
Höhe 566 W Kirchaitnach R 64 3oo H 33 49o	1385	18,7o	29,5o	24,2o	15,5o	o,3o	--	o,5o	1,3o
NW Frankenberg R 69 o4o H 32 41o	1391	32,8o	16,5o	29,7o	18,7o	--	o,9o	o,7o	o,7o
Höhe 62o Riedberg R 7o 61o H 31 13o	1394	32,9o	23,8o	28,9o	12,7o	--	o,5o	o,4o	o,8o
W-Schwarzhof R 66 o9o H 33 28o	14oo	26,5o	33,7o	9,7o	27,4o	--	1,3o	o,3o	1,1o
Waldrand W Schmidweide R 64 74o H 35 85o	14o7	22,2o	17,oo	52,6o	6,3o	1,2o	--	o,2o	o,5o

Cordieritführender Perlgneis

Herkunft der Proben	Schliff-Nr.	Qu	Pg	Kf	Bi	Cor	Hgl	Akz	Erz
Steilhang E Höhe 681 R 3o 67o H 64 33o	14o5	34,4o	19,8o	--	27,7o	11,oo	5,7o	1,4o	--
Neue Wasserreserve Allersdorf R 66 17o H 29 98o	143o	24,58	17,97	2,86	33,37	14,61	5,82	o,1o	o,78

Cordierit-Sillimanit Gneis

Herkunft der Proben	Schliff-Nr.	Qu	Pg	Kf	Bi	Musc	Hgl	Cor	Ap	Akz	Erz
Hänge W-Asbach R 72 47o H 38 78o	876	33,5o	8,5o	7,8o	23,2o	--	--	25,9o	--	o,7o	o,4o
Straßenaufschluß SE Schwibleinsberg R 71 22o H 38 44o	88o	27,3o	14,8o	2o,5o	17,8o	--	--	18,2o	--	o,7o	o,7o
N'Regenufer S'Blossersberg R 65 77o H 38 21o	888	28,oo	32,oo	16,8o	18,1o	--	--	3,9o	--	o,5o	o,7o
Forststraßenaufschluß SE' Regenhänge R 72 o4o H 37 18o	89o	3o,3o	14,4o	22,1o	2o,6o	--	--	1o,2o	--	1,oo	1,4o
Straßenaufschluß N'Schwibleinsberg R 71 14o H 38 59o	897	27,52	24,67	16,57	22,37	--	--	7,5o	--	o,37	1,oo
Wasserreserve Höhe 559 N'Blossersberg R 66 4oo H 4o 19o	9o9	45,1o	14,78	15,o8	14,o5	--	--	1o,15	--	o,42	o,42
Predigtstuhlgipfel R 62 99o H 29 98o	915	29,17	31,9o	5,43	31,1o	--	--	o,26	o,17	o,37	1,6o
Waldstück NE Ayrhof R 68 77o H 34 67o	1348	42,4o	21,9o	11,2o	16,1o	1,9o	--	4,6o	--	1,9o Sill	--
Sattelberg Gipfel R 69 8oo H 34 89o	1363	31,oo	14,1o	14,5o	15,2o	--	17,1o	2,6o	--	5,3o	o,2o
S Regenufer E Schlatzendorf R 66 4oo H 37 32o	138o	37,8o	15,1o	2,1o	13,2o	--	31,4o	sp	--	o,3o	o,1o
Waldstück NW Pfranzgrub R 7o 39o H 35 31o	1435	31,97	13,17	5,12	18,41	--	16,5o	12,66	o,38	1,o2	o,26

Kalksilikatgneis

Herkunft der Probe	Schliff-Nr.	Qu	Pg	Kf	Bi	Cor	Ap	Akz	Erz
Höhenrücken W Bergwiese R 66 26o H 29 76o	1429	53,51	33,97	1,o6	4,88	1,28	1,28	2,33	1,7o

Körnelgneis

Herkunft der Proben	Schliff-Nr.	Qu	Pg	Kf	Bi	Musc	Hgl	Cor	Ap	Akz	Erz
SW'Waldspitze v. 518 SE'Stein R 66 335 H 39 36o	867	29,oo	24,5o	3o,oo	15,5o	o,3o	--	--	--	o,4o	o,3o
W'Knogelberg W'Kapelle R 71 o5o H 36 6oo	895	41,1o	29,2o	13,6o	15,6o	--	--	--	o,2o	o,2o	o,1o
Abzweigung zu Angerhäuser am Gumbacher Berg R 7o 24o H 38 59o	1312	29,1o	26,3o	26,5o	14,7o	2,6o	--	--	--	o,2o	o,6o
Str. Neunußberg-Weichselberg R 68 935 H 39 69o	1349	3o,oo	34,9o	17,oo	15,7o	1,1o	--	--	1,oo	o,3o	--
N'Regenufer S'Blossersberg R 65 89o H 38 16o	1352	34,2o	22,4o	26,1o	1o,6o	5,6o	--	--	--	1,oo	o,1o
Waldstück E Stockhof R 66 7oo H 36 61o	1353	33,6o	2o,9o	25,9o	1,4o	--	15,7o	--	--	2,6o	1,5o
NW Hang Sattelberg R 69 58o H 35 13o	9o6	4o,o2	18,75	36,18	4,9o	--	--	o,1o	--	o,1o	o,1o
E Waldschlucht N Ayrhof R 68 46o H 35 ooo	9o3	28.13	24,9o	29,8o	16,43	--	--	--	o,3o	o,2o	o,2o

Perlgneis (Tiefenmylonit)

Herkunft der Proben	Schliff-Nr.	Qu	Pg	Kf	Bi	Musc	Ap	Akz	Erz
Höhe N'Gstadt R 68 52o H 37 76o	884	35,oo	31,6o	o,4o	31,3o	--	o,7o	o,3o	o,7o
Schirlitz-Park R 65 15o H 39 11o	891	3o,8o	28,4o	9,1o	27,5o	--	1,3o	1,2o	1,7o
NE Höhe 479 am Regen R 67 62o H 37 17o	1356	27,4o	37,7o	9,1o	22,2o	o,6o	--	1,8o	1,2o

Hornblendediorit

Herkunft der Proben	Schliff-Nr.	Qu	Pg	Bi	Hbl	Pyr	Ap	Akz	Erz
Waldecke W Bramersberg R 65 92o H 31 o1o	1329	9,3o	57,9o	1o,2o	13,3o	1,8o	--	4,4o	3,1o
S Hochholz (Lesestein) R 65 39o H 34 81o	1332	25,6o	36,9o	29,7o	3,2o	--	--	2,oo	2,6o
Lesestein 1oo m S Pkt. 653 R 67 83o H 32 91o	1392	4,2o	49,6o	21,3o	22,7o	--	1,oo	o,4o	o,8o

Amphibolit

Herkunft der Probe	Schliff-Nr.	Qu	Hbl	Pg	Bi	Akz	Erz	
S Hochholz R 65 39o H 34 81o	1336	17,4o	2o,9o	29,oo	28,1o	2,6o	2,6o	

Quarz-Glimmer Diorit

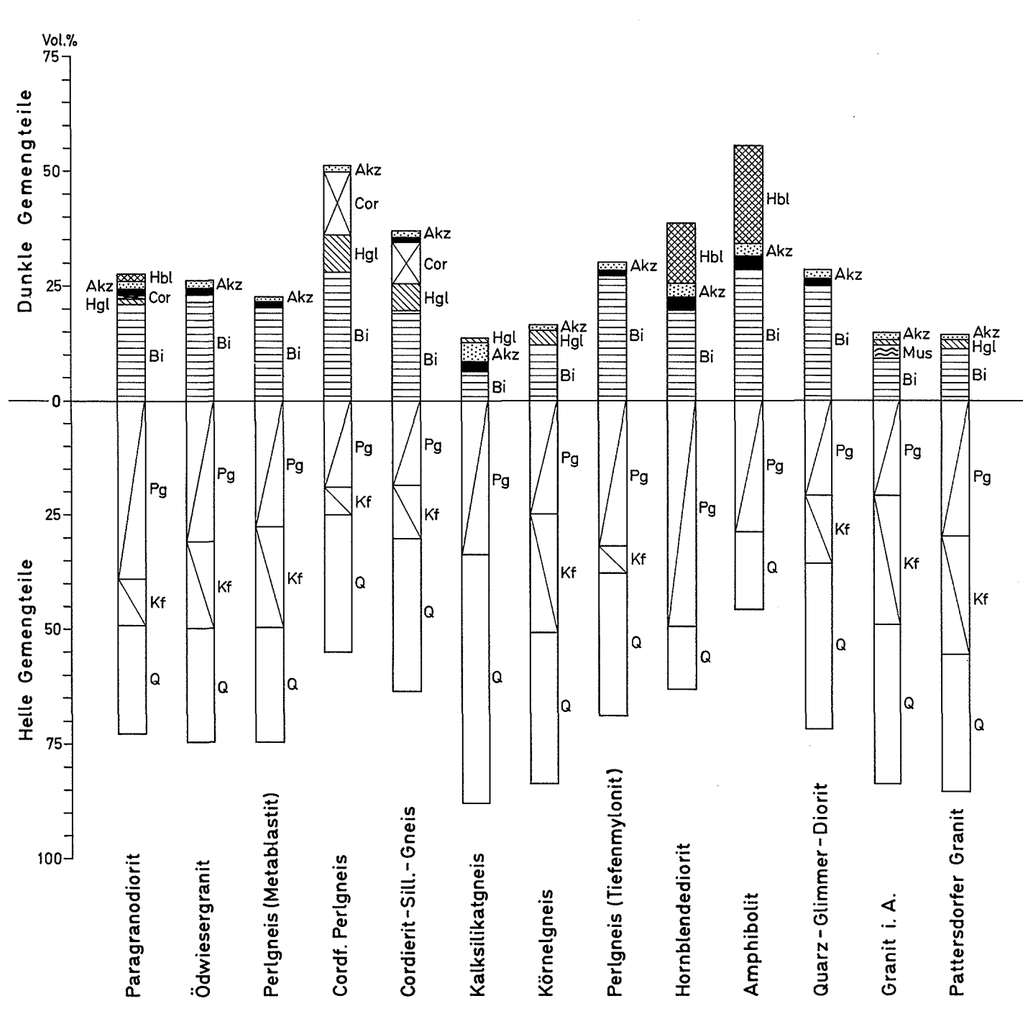
Herkunft der Proben	Schliff-Nr.	Qu	Pg	Kf	Bi	Ap	Akz	Erz
Ostteil Granitwerk Prünst R 73 14o H 29 61o	894	33,oo	22,oo	23,8o	19,3o	o,1o	o,4o	1,oo
Bärenhöhe NW Bramersberg R 66 11o H 31 33o	1324	37,8o	2o,1o	19,4o	2o,6o	o,5o	o,8o	o,8o
Waldecke W Bramersberg R 65 92o H 31 o1o	133o	3o,6o	35,8o	--	32,3o	--	1,oo	o,3o
Weggabelung W Hinterberg R 65 52o H 34 2oo	1334	36,3o	19,3o	21,2o	2o,1o	--	1,1o	2,oo
Pkt. 58o im Wildthier R 7o 71o H 29 64o	1371	31,6o	2o,7o	18,8o	25,3o	o,3o	1,3o	2,oo
S Frankenried R 69 42o H 31 98o	1389	35,1o	23,7o	9,2o	3o,1o	1,1o	o,3o	o,5o
Spitzberg SE Pkt. 81o R 69 o7o H 31 25o	1397	36,8o	23,oo	15,oo	22,9o	o,4o	o,5o	1,4o
Stbr. Wildtier R 3o 16o H 7o 73o	1441	33,43	18,77	23,17	2o,82	o,88	1,47	1,47

Mittelkörniger Granit

Herkunft der Proben	Schliff-Nr.	Qu	Pg	Kf	Musc	Bi	Sill	Ap	Akz	Erz	Hgl	Ti
N'Regenufer S Grünbühl R 63 78o H 39 92o	866	37,5o	18,9o	31,6o	8,1o	3,2o	--	--	o,7o	sp	--	--
Waldspitze E'521 E'Dürrfeld R 66 885 H 4o 51o	869	41,oo	14,8o	23,7o	--	9,1o	6,3o	o,2o	4,9o	sp	--	--
Höhe NW Allersdorf R 65 97o H 3o 79o	1328	35,3o	22,3o	31,8o	o,6o	7,1o	--	--	2,6o	o,3o	--	--
Höhe W Hinterberg R 65 54o H 34 14o	1333	35,7o	18,2o	33,4o	8,9o	3,8o	--	--	--	sp	--	--
Daschenberg R 69 28o H 29 92o	1369	3o,2o	2o,2o	31,5o	--	16,oo	--	--	o,5o	o,9o	o,7o	--
Straßenaufschluß W Reibenmühle R 67 15o H 36 51o	1377	32,4o	13,7o	45,6o	2,oo	--	--	--	o,8o	o,3o	2,2o	--
Wegaufschluß E Fischaitnach R 66 81o H 36 95o	1378	32,7o	18,6o	31,4o	4,oo	4,5o	--	--	o,5o	o,1o	8,2o	--
Höhe 566 W Kirchaitnach R 64 22o H 33 61o	1386	41,oo	2o,1o	26,1o	5,4o	3,1o	--	--	5,3o	--	--	--
Am Weg SE 742 am Frankenberg R 69 59o H 31 82o	1393	31,8o	24,7o	25,1o	--	16,9o	--	o,3o	o,4o	o,8o	--	--
E Schön im Wald R 69 28o H 3o 65o	1396	27,4o	36,3o	5,6o	--	27,3o	--	2,4o	o,2o	o,8o	--	--
Waldstück E 625 Böhmersried R 63 98o H 32 47o	14o2	31,7o	27,oo	2o,3o	--	19,6o	--	o,3o	o,3o	o,8o	--	--
Wald NE Höfen R 64 27o H 36 o2o	14o6	44,5o	18,8o	32,oo	2,8o	1,7o	--	--	o,2o	--	--	--

Pattersdorfer Granit

Herkunft der Proben	Schliff-Nr.	Qu	Pg	Kf	Musc	Bi	Ap	Akz	Erz	Hgl	Ti
Kleiner Stbr. Hartmannsgrub R 32 68o H 71 72o	1434	31,o3	26,86	28,o3	4,5o	12,26	o,13	o,26	o,52	o,91	--
Lesestein SE Pattersdorf R 35 31o H 72 34o	1436	27,99	31,34	21,46	--	16,42	o,19	o,37	o,19	2,o5	--
Steinbruch Prünst Ostseite R 29 6oo H 72 72o	1437	43,17	23,6o	25,47	--	6,52	o,62	--	--	o,62	--
Steinbruch Prünst R 29 57o H 72 65o	1439	31,71	36,68	21,97	--	7,95	o,3o	o,1o	o,2o	o,89	o,2o
Stbr. Wildtier R 3o 12o H 7o 73o	1442	19,43	41,41	24,24	--	12,76	o,29	o,1o	o,2o	1,28	o,29
W Stbr. Schönberg R 31 36o H 7o 49o	1443	31,95	14,8o	38,57	--	8,44	o,1o	o,15	o,8o	5,19	--
aufgel. Stbr. SE Riedberg R 31 36o H 7o 49o	1445	28,38	3o,34	25,21	--	11,97	o,77	o,77	o,6o	1,2o	o,76
Stbr. Linden R 31 84o H 7o 59o	1446	27,29	36,8o	23,2o	--	9,28	--	o,11	o,44	1,99	o,88



Chemische Gesteinsanalysen

Gestein: mittelkörniger Granit

Lokalitäten	Stbr. Linden R 7o 59o H 31 84o Anal. H. Goepfert 1980	Stbr. NE Riedberg R 7o 49o H 31 36o Anal. H. Goepfert 1980	Stbr. Schönberg R 71 36o H 3o 62o Anal. H. Goepfert 1980	Stbr. Wildtier R 7o 81o H 3o 12o Anal. H. Goepfert 1980	Stbr. Prünst R 72 65o H 29 57o Anal. H. Goepfert 1980
Probennummer	1	2	3	4	5
Elemente	%	%	Gehalte %	%	%
SiO_2	69,72	7o,52	68,5o	68,74	7o,1o
Al_2O_3	15,58	15,54	15,12	15,41	15,62
Fe_2O_3	,58	,62	1,o4	,8o	,76
Fe total	3,46	3,15	4,o2	3,74	3,57
FeO	2,59	2,28	2,68	2,64	2,53
MnO	,o8	,o7	,1o	,o9	,o8
MgO	1,12	o,96	1,17	1,o3	1,o8
CaO	2,8o	2,36	2,9o	2,57	2,41
Na_2O	1,97	2,o3	2,77	2,86	1,5o
K_2O	4,6o	4,69	4,59	4,7o	4,61
TiO_2	,54	,46	,52	,45	,42
P_2O_5	,24	,21	,25	,23	,23
G.V.	,59	,38	,58	,42	,63
Spurenelemente			ppm		
Ba	9oo	75o	95o	95o	8oo
Co	5	3	6	6	5
Cr	31	sp	45	28	33
Ni	8o	25	11o	9o	1oo
Pb	25	2o	25	25	25
Rb	156	184	178	178	173
Sr	38o	33o	37o	36o	35o
V	3o	5o	4o	5o	45
Zn	1o	2o	15	2o	1o
Zr	2oo	2oo	22o	2oo	21o

Gestein: 1=Kristallgranit, 2=Quarz-Glimmer Diorit, 3=Metabasit, 4=Metabasit

Lokalitäten	E. Windsprach R 63 o5o H 33 23o Anal. H. Goepfert 1980	Stbr. Wildtier R 7o 73o H 3o 16o Anal. H. Goepfert 1980	E. Ober-Heinhart R 61 96o H 3o 34o Anal. H. Goepfert 1980	E. Ober-Hienhart R 62 o4o H 3o 12o Anal. H. Goepfert 1980
Probennummer	1	2	3	4
Element	%	Gehalte %	%	%
SiO_2	67,93	67,14	56,56	54,36
Al_2O_3	16,78	14,87	17,56	16,6o
Fe_2O_3	,7o	,88	,61	---
Fe total	3,92	5,95	9,46	8,78
FeO	2,9o	4,56	7,97	---
MnO	,o4	,o9	,13	,15
MgO	1,1o	1,54	3,26	3,38
CaO	2,41	2,57	5,1o	5,5o
Na_2O	1,55	1,93	2,37	3,51
K_2O	5,95	5,2o	3,36	2,96
TiO_2	,61	1,o2	2,27	2,53
P_2O_5	,28	,46	1,27	1,43
G.V.	,4o	,26	,24	
Spurenelemente		ppm		
Ba	1o5o	145o	133o	
Co	5	12	33	
Cr			12	
Ni	1o	44	18	
Pb	3o	3o	25	
Rb	17o	17o	93	
Sr	32o	21o	36o	
V	65	9o	23o	
Zn	26	48	55	
Zr	334	5o3	422	

Gestein: 1=Paragranodiorit, 2/3=Körnelgneis, 4/5/6=Cordieritgneis

Lokalitäten	S'Oberer Berg R 63 13o H 33 45o Anal. H. Goepfert 1980	Gumbacher Berg R 7o 24o H 38 59o Anal. H. Goepfert 1980	Weichselberg R 68 935 H 39 69o Anal. H. Goepfert 1980	Schwibleinsberg R 71 14o H 38 59o Anal. H. Goepfert 1980	Höhe 559/N Blossersberg R 66 4oo H 4o 19o Anal. H. Goepfert 1980	Predigtstuhl R 62 o2o H 29 98o Anal. H. Goepfert 1980
Probennummer	1	2	3	4	5	6
Elemente	%	%	Gehalte %	%	%	%
SiO_2	61,57	66,6o	72,58	67,33	74,5o	62,5o
Al_2O_3	16,72	15,54	12,99	16,o7	13,35	16,8o
Fe total	6,41	3,8o	2,o4	5,66	1,58	7,4o
MnO	,11	,o5	,o8	,o6	,o3	,11
MgO	2,29	,71	,62	1,64	,56	2,63
CaO	3,4o	3,22	1,36	1,15	1,15	2,72
Na_2O	3,39	1,35	3,24	2,58	2,42	2,61
K_2O	3,92	7,31	6,23	4,o5	5,69	3,73
TiO_2	1,33	,99	,29	,87	,24	1,13
P_2O_5	,54	,19	,23	,17	,16	,46

Hydrogeologische Kenndaten und Grundwasserchemismus

Analysen-Nr.	Brunnenbohrungen und Quellen	Koordinaten R H	Grundwasserleiter	Bohransatzpunkt bzw. Quellaustrittshöhe m ü. NN	Brunnentiefe in m	Ruhewasserspiegel m unter Gelände	Absenkung m unter Gelände	Ergiebigkeit bzw. Quellschüttung in l/s	spez. Ergiebigkeit l/s · m	Datum der Probeentnahme	Chemische und physikalische Angaben																										
											Ca^{++} mg/l	Mg^{++} mg/l	Na^{+} mg/l	K^{+} mg/l	NH_4^{+} mg/l	$Fe^{++}/^{+++}$ mg/l	Mn^{++} mg/l	HCO_3^{-} mg/l	Cl^{-} mg/l	SO_4^{--} mg/l	NO_3^{-} mg/l	NO_2^{-} mg/l	CO_2 frei mg/l	CO_2 geb. mg/l	CO_2 zugeh. mg/l	CO_2 aggr. berechn. mg/l	Alkalität mval	SiO_2 mg/l	O_2 frei mg/l	O_2 Sättigung %	$KMnO_4^{-}$ Verbr. mg/l	Abdampfrückstand mg/l	KH °d	GH °d	elektr. Leitfähigkeit µS/cm	pH	Temper. z. Zt. der Entnahme °C
1	Geiersthal-Nord Quelle 1	457193 5435 54	Gneis	ca. 550	–	–	–	0,6–1,2	–	5.10.81	1,86	1,65	3,70	0,80	0	0,05	0	15,86	1,77	4,32	1,08	<0,02	30,8	–	–	+	0,25	12,42	9,3	78,0	n.b.	43,00	0,73	0,64	40	5,6	7,9
2	Geiersthal-Süd Quelle 2	456830 5432 20	Diorit	ca. 655	–	–	–	0,1	–	5.10.81	6,07	2,77	5,90	1,20	0	0,04	0	21,35	4,96	10,08	8,85	0,02	41,4	–	–	+	0,35	13,00	8,3	70,1	n.b.	76,00	0,98	1,49	83	5,8	8,2
3	Geiersthal-Nord Quelle 2	457193 5435 54	Gneis	ca. 550	–	–	–	n.b.	–	27.1.81	4,00	1,50	3,40	0,90	n.n.	0,03	n.n.	n.b.	3,1	4,8	n.b.	n.n.	25,3	–	–	+	0,4	22,00	10,8	90,4	0,3	32,5	1,1	n.b.	52	6,3	7,8
4	Hinterberg Quelle	456947 5436 07	Gneis	ca. 515	–	–	–	0,3	–	5.10.81	9,50	4,68	7,10	1,40	0	0,04	0	14,03	11,34	27,37	9,13	<0,02	38,7	–	–	+	0,25	14,50	10,0	86,7	n.b.	98,00	0,64	2,41	131	5,4	9,3
5	Masselsried Quelle 1	456950 5430 90	Diorit	ca. 660	–	–	–	0,5	–	6.10.81	40,88	2,43	5,80	1,20	0	0,03	0	137,90	3,19	7,41	5,79	<0,02	66,9	–	2,95	+	2,25	14,64	7,1	58,9	n.b.	163,00	6,33	6,28	76	5,4	7,4
6	Steinbruch Prünst	457245 5429 40	Granit	ca. 515	–	–	–	n.b.	–	6.10.81	11,15	4,51	6,90	1,20	0	0,43	0	26,85	11,70	3,50	28,51	0,02	50,2	–	0,05	+	0,45	16,27	7,7	68,8	n.b.	104,00	1,23	2,60	126	5,6	10,6
7	Schwarzgrub Drainage	456850 5433 44	Hanglehm über Diorit	ca. 510	–	–	–	n.b.	–	6.10.81	11,15	3,47	8,90	1,90	0	0,31	0	51,25	4,25	9,26	8,52	<0,02	27,3	–	0,45	+	0,85	22,71	9,2	83,0	n.b.	107,00	2,35	2,36	125	6,2	11,1
8	Taging Quelle	456876 5437 78	Mylonit und Palit	ca. 500	–	–	–	n.b.	–	6.10.81	6,72	2,77	6,70	0,90	0	0,08	0	35,39	3,90	2,47	11,34	<0,02	72,2	–	0,15	+	0,55	18,73	8,5	72,6	n.b.	83,00	1,62	1,58	92	5,6	8,7
9	Zahrmühle Quelle	456688 5433 40	Granit	ca. 510	–	–	–	n.b.	–	6.10.81	11,43	4,03	8,60	0,80	0	0,02	0	42,71	6,38	5,56	22,82	<0,02	59,0	–	0,3	+	0,7	19,80	7,8	72,2	n.b.	119,00	1,96	2,53	116	5,9	12,2
10	Allersdorf Quelle	456685 5430 26	Hanglehm über Diorit	ca. 585	–	–	–	<0,1	–	6.10.81	10,93	3,60	5,80	1,10	0	0,08	0	46,98	9,22	2,47	4,78	0,03	39,6	–	0,35	+	0,75	14,86	6,6	56,7	n.b.	90,00	2,16	2,36	82	6,0	8,9
11	Berging Quelle 1 WV Kollnburg	456116 5433 40	Diorit	ca. 710	–	–	–	1,2	–	7.10.81	20,15	4,77	5,80	2,70	0	0,02	0	66,51	10,28	9,88	9,98	<0,02	52,8	–	0,7	+	1,1	9,55	9,2	76,[1]	n.b.	123,00	3,05	3,92	111	5,4	7,3
12	Berging Quelle 2 WV Kollnburg	456119 5433 23	Diorit	ca. 680	–	–	–	1,1–1,3	–	7.10.81	19,80	4,64	7,80	2,00	0	0,02	0	74,44	7,09	6,38	8,75	<0,02	45,8	–	0,8	+	1,2	10,87	8,2	68,3	n.b.	117,00	3,42	3,84	83	5,5	7,6
13	Hitzenberg Quelle	456590 5429 57	Gneis	ca. 705	–	–	–	ca. 1,2	–	7.10.81	3,14	0,80	2,90	0,60	0	0,25	0	8,24	1,77	5,67	8,89	<0,02	18,5	–	–	+	0,15	8,36	10,2	90,3	n.b.	40,00	0,38	0,62	47	5,3	5,3
14	Rechertsried Quelle	456290 5436 18	Hanglehm über Granit	ca. 560	–	–	–	n.b.	–	7.10.81	8,79	3,12	7,50	1,60	0	0,04	0	26,24	5,67	9,47	14,80	<0,02	50,2	–	0,05	+	0,45	14,00	9,8	87,7	n.b.	82,00	1,20	1,95	105	5,5	10,7
15	Markbuchen Quelle	456166 5430 50	Diorit	ca. 880	–	–	–	0,6	–	7.10.81	4,93	1,34	2,80	0,60	0	0,02	0	22,58	0,71	3,70	2,73	<0,02	15,0	–	–	+	0,35	7,49	11,2	91,1	n.b.	38,00	1,04	1,00	39	5,3	6,6
16	Hinterberg Quelle	456420 5431 60	Granit	ca. 570	–	–	–	n.b.	–	7.10.81	15,37	5,37	6,20	4,90	0	0,02	0	56,74	8,15	8,44	18,12	<0,02	88,0	–	0,55	+	0,95	15,60	7,6	68,5	n.b.	137,00	2,60	3,39	161	5,7	11,0
17	Neidling Quelle	456570 5431 54	Diorit	ca. 580	–	–	–	n.b.	–	7.10.81	6,86	3,51	6,00	1,60	0	3,45	0,81	12,81	2,84	26,34	4,57	<0,02	26,4	–	–	+	0,2	6,44	5,0	49,5	n.b.	71,00	0,59	1,67	108	6,2	15,4
18	Öd Drainage	456583 5433 10	Hanglehm über Diorit	ca. 540	–	–	–	n.b.	–	7.10.81	15,37	3,51	5,20	0,80	0	0,19	0	66,51	4,25	1,65	8,19	0,02	57,2	–	0,7	+	1,1	13,78	8,7	78,0	n.b.	101,00	3,05	2,96	84	5,7	10,8
19	Predigtstuhl WV St. Englmar	456209 5430 10	Gneis	ca. 980	–	–	–	n.b.	–	8.10.81	4,36	1,69	2,40	0,60	0	0,22	0	15,25	1,06	5,35	6,00	<0,02	15,0	–	–	+	0,25	14,21	8,0	65,0	n.b.	49,00	0,70	1,00	57	6,3	6,6
20	Hetzelsdorf Quelle	456095 5438 68	Granit	ca. 565	–	–	–	n.b.	–	8.10.81	18,15	3,51	5,10	1,50	0	0,08	0	62,85	4,25	10,49	5,17	<0,02	25,5	–	0,65	+	1,05	10,08	9,3	82,5	n.b.	109,00	2,88	3,35	72	5,7	10,3
21	Tresdorf Quelle	456332 5440 08	Gneis	ca. 470	–	–	–	n.b.	–	8.10.81	10,58	5,24	6,70	2,00	0	0,03	0	20,74	6,74	12,76	28,44	<0,02	59,0	–	–	+	0,35	15,40	9,7	90,9	n.b.	114,00	0,95	2,69	137	5,5	12,8
22	Stein Quelle	456618 5439 76	Gneis	ca. 510	–	–	–	n.b.	–	8.10.81	22,44	9,36	12,10	3,00	0	0,05	0	33,86	42,54	18,32	23,94	<0,02	70,4	–	0,15	+	0,55	25,77	8,2	76,5	n.b.	192,00	1,55	5,30	245	5,5	12,6
23	Rattersberg Quelle	456793 5438 76	Gneis	ca. 545	–	–	–	n.b.	–	8.10.81	13,86	4,03	7,40	1,10	0	0,03	0	53,08	10,63	5,76	9,83	<0,02	47,2	–	0,45	+	0,85	15,20	9,6	83,2	n.b.	108,00	2,44	2,87	93	5,5	9,3
24	Schwibleinsberg Quelle	457108 5438 67	Gneis	ca. 590	–	–	–	n.b.	–	8.10.81	0,71	1,21	2,90	0,60	0	0,11	0	10,37	2,13	2,67	0,20	<0,02	44,9	–	–	+	0,15	11,44	9,3	86,0	n.b.	29,00	0,48	0,38	36	5,1	12,2

Bodenanalysen

Horizont	Chemische Kennwerte														Physikalische Kennwerte											
	pH	Carbonate	Sorptionsverhältnisse							Kali	Phosphorsäure	Humus		Fe_2O_3		Korngrößenzusammensetzung										
			KAK pot.	Austauschbare Kationen in % der KAK pot.					Basensättig.							Gew.-% des Feinbodens									Bodenskelett		
																Ton	Schluff				Sand				Gew.-% des Gesamtbodens		
	$CaCl_2$	%	(T-Wert) mval	H	Ca	Mg	K	Na	(V-Wert) %	lakt. mg	lakt. mg	Org.Subst. (C·1,72) Gew.-%	C/N-Verh.	(Hcl) %	(dith.) %	T <0,002 mm	fU 0,002–0,006 mm	mU 0,006–0,02 mm	gU 0,02–0,06 mm	Ges.-U 0,002–0,06 mm	fS 0,06–0,2 mm	mS 0,2–0,6 mm	gS 0,6–2,0 mm	Ges.-S 0,06–2,0 mm	2-6 mm	>6 mm	Ges.
Profil 1: Braunerde aus Körnelgneis																											
A_h 0– 5	3,3	0	28,8	97,6	0	1,0	1,4	0	2,4	15	15	6,08	30,4			16,8	11,4	19,0	13,4	43,8	17,2	8,1	14,1	39,4	0	0	0
B_{v1} 5–50	4,1	0	6,7	97,0	0	0	3,0	0	3,0	11	10					9,5	5,8	7,1	6,0	18,9	9,7	16,0	45,9	71,6	3	0	3
B_{v2} 50–85	4,1	0	6,4	98,4	0	0	1,6	0	1,6	7	8					8,0	3,0	6,1	6,1	15,2	10,5	15,5	50,6	76,6	2	0	2
B_vC_v >85	4,0	0	10,2	71,6	22,5	1,0	1,0	3,9	28,4	5	4					5,6	3,8	5,5	6,5	15,8	12,1	17,0	49,5	78,6	3	1	4
Profil 2: Braunerde aus Paragranodiorit																											
$A_{(e)h}$ 0–10	3,6	0	29,7	100	0	0	0	0	0	3	5	4,53	19,7			15,7	5,0	11,3	11,3	27,6	11,5	19,0	26,2	56,7	0	0	0
B_{v1} 10–35	4,2	0	10,9	100	0	0	0	0	0	1	3					16,1	13,7	4,2	8,7	26,6	14,2	18,0	25,1	57,3	0	1	1
B_{v2} 35–60	4,3	0	11,8	100	0	0	0	0	0	3	7					16,5	8,3	4,0	14,4	26,7	13,1	15,3	28,4	56,8	1	2	3
C_vB_v >60	4,2	0	11,7	100	0	0	0	0	0	3	8					14,5	7,9	7,6	11,4	26,9	10,1	14,7	33,8	58,6	1	3	4
Profil 3: Braunerde aus mittelkörnigem Granit																											
$A_{(e)h}$ 0– 5	3,4	0	12,9	99,2	0	0	0,8	0	0,8	3	7	2,54				8,2	3,7	7,9	8,6	20,2	11,3	18,8	41,5	71,6	1	0	1
B_v 5–60	4,1	0	8,0	100	0	0	0	0	0	1	20					10,6	6,5	5,6	7,3	19,4	13,2	14,5	42,3	70,0	0	2	2
C_vB_v >60	4,2	0	9,8	100	0	0	0	0	0	2	19					9,5	4,4	7,8	7,5	19,7	9,6	14,5	46,7	70,8	1	4	5
Profil 4: Auengley aus Ablagerungen des Schwarzen Regen																											
A_h 0–25	4,9	0	15,3	67,3	28,8	3,3	0,6	0	32,7	4	1	3,42	18,0			10,4	2,7	11,2	15,4	29,3	24,6	32,8	2,9	60,3	0	0	0
MG_{01} 25–40	5,2	0	7,6	68,4	26,3	4,0	1,3	0	31,6	4	0					2,5	2,5	4,6	5,5	12,6	30,9	48,5	5,5	84,9	0	0	0
MG_{02} 40–90	5,3	0	4,7	70,2	23,4	4,3	2,1	0	29,8	6	0					1,5	1,5	2,8	3,4	7,7	24,1	62,5	4,2	90,8	0	0	0
MG_r >90	5,3	0	4,0	80,0	15,0	2,5	2,5	0	20,0	3	0					0,7	0,5	1,2	0,5	2,2	14,5	74,1	8,5	97,1	0	1	1

Analysenmethoden:

Korngrößenanalyse: Pipettmethode nach KÖHN; pH-Werte: Messung mit der Glaselektrode in 0,01 m $CaCl_2$; Carbonate: gasvolumetrische Bestimmung mit 10%iger HCl; Sorptionsverhältnisse nach MEHLICH; C- und N-Bestimmung (Gesamtgehalte): trockene Veraschung mit anschließender gaschromatographischer Trennung und Wärmeleitfähigkeitsmessung der Gase CO_2 und N_2; K_2O und P_2O_5 (lakt.): CAL-Methode.
– n.n. = nicht nachweisbar (= unterhalb der Nachweisgrenze)